



**Universidad Nacional Mayor de San Marcos**

**Universidad del Perú. Decana de América**

**Facultad de Ciencias Físicas**

**Escuela Profesional de Física**

**Métodos de cálculo de la magnitud de momento  
sísmico**

**TRABAJO DE INVESTIGACIÓN**

**Para optar el Grado Académico de Bachiller en Física**

**AUTOR**

**Renzo Isaac ANCHIVILCA VALENTÍN**

**ASESOR**

**Mg. César Omar JIMÉNEZ TINTAYA**

**Lima, Perú**

**2021**



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

## Referencia bibliográfica

---

Anchivilca, R. (2021). *Métodos de cálculo de la magnitud de momento sísmico*. [Trabajo de investigación de bachiller, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Escuela Profesional de Física]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

---

### Metadatos complementarios: autor / asesor

Datos de autor	
Nombres y apellidos	Renzo Isaac Anchivilca Valentín
DNI	75932723
URL de ORCID	<a href="https://orcid.org/0000-0001-5248-2919">https://orcid.org/0000-0001-5248-2919</a>
Datos de asesor	
Nombres y apellidos	Cesar Omar Jimenez Tintaya
DNI	08677351
URL de ORCID	<a href="https://orcid.org/0000-0002-3671-4748">https://orcid.org/0000-0002-3671-4748</a>
Datos de investigación	
Grupo de investigación	Física de cambios ambientales y la Teledetección - LABTEL
Agencia de financiamiento	Perú. Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Vicerrectorado de Investigación y Posgrado. Programa de Promoción de Trabajo de Investigación para optar el grado académico de Bachiller (Primera convocatoria). B20130410a - PTPBACHILLER
Ubicación geográfica de la investigación	País: Perú Departamento: Lima Provincia: Lima Distrito: Ate Latitud: -12.034668 Longitud: -76.936495
Año o rango de años en que se realizó la investigación	2020-2021
URL de disciplinas OCDE	Geociencias, Multidisciplinar <a href="https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.01">https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.01</a> Geoquímica, Geofísica <a href="https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.04">https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.04</a>



**Universidad Nacional Mayor de San Marcos**  
Universidad del Perú. Decana de América

## **FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS**

### **ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA**

#### **ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TRABAJO DE INVESTIGACIÓN PARA OPTAR EL GRADO ACADÉMICO DE BACHILLER EN FÍSICA**

Siendo las 16:00 horas del jueves 06 de mayo del 2021, en la Sala de Sesión Virtual de la Facultad de Ciencias Físicas, bajo la Presidencia del Mg. Luis Pablo Vilcapoma Lázaro, el Lic. Miguel Fidencio Saavedra Juan de Dios (Miembro) y el Mg. César Omar Jiménez Tintaya (Asesor), se dio inicio a la Sesión Pública de Sustentación de Trabajo de Investigación para optar el Grado Académico de Bachiller en Física, del egresado:

#### **Renzo Isaac Anchivilca Valentín**

El Presidente del Jurado en primer lugar dio lectura al documento formal que designa al Jurado y aprueba el acto de sustentación del Trabajo de Investigación, así como el Resumen del Expediente e invitó al citado egresado a realizar la presentación y exposición de su Trabajo de Investigación:

#### **“Métodos de cálculo de la magnitud de momento sísmico”**

Concluida la exposición del candidato y luego de las preguntas de rigor por parte del Jurado, el Presidente del Jurado con el apoyo de la Unidad de Informática, invitó al egresado y al público a abandonar momentáneamente la Sala de Sesión Virtual, para dar paso a la deliberación y calificación por parte del Jurado.

Al término de la deliberación del Jurado el Mg. Luis Pablo Vilcapoma Lázaro invitó al candidato y al público en general a pasar a la Sala de Sesión Virtual, para dar lectura al Acta de Calificación, en cuyo contenido se ha registrado la nota obtenida por el egresado, la misma que ha sido de:

18  
(NÚMERO)

Dieciocho  
(LETRAS)

Aprobado con mención honrosa  
(MENCIÓN)

Habiendo concluido la Sustentación del Trabajo de Investigación, el Presidente del Jurado, remitirá el Acta al Vicedecano Académico de la Facultad de Ciencias Físicas, quien la suscribirá dando fe de la realización del acto virtual de manera remota.



**Universidad Nacional Mayor de San Marcos**  
Universidad del Perú. Decana de América

## **FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS**

### **ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA**

El Acta de Calificación será remitida al Director de la Escuela Profesional de Física quien a su vez solicitará la aprobación del Consejo de Facultad para el otorgamiento del Grado Académico de Bachiller en Física al egresado Renzo Isaac Anchivilca Valentín.

Siendo las 17:00 horas, se dio por concluido el acto académico, expidiéndose tres (03) Actas originales de la Sustentación del Trabajo de Investigación.

Ciudad Universitaria, 06 de mayo de 2021.

  
**Mg. Luis Pablo Vilcapoma Lázaro**  
PRESIDENTE

  
**Lic. Miguel Fidencio Saavedra Juan de Dios**  
MIEMBRO

  
**Mg. César Omar Jiménez Tintaya**  
ASESOR



**UNMSM**

Firmado digitalmente por ROJAS  
ACUNA Joel FAU 20148092282 soft  
Motivo: Soy el autor del documento  
Fecha: 10.05.2021 19:45:35 -05:00

**Dr. Joel Rojas Acuña**  
VICEDECANO ACADÉMICO - FCF

**Datos de la plataforma virtual institucional del acto de sustentación:**

**Enlace:**

<https://zoom.us/j/99047922929?pwd=YXJwZEQzbFA5NWJWd3J2VTZwWkYwQT09>

ID de reunión: 990 4792 2929

Código de acceso: 646278

Grabación archivada en:

# *Resumen*

## **Métodos de cálculo de la magnitud de momento sísmico**

por Renzo Anchivilca

En el presente trabajo de investigación se recopila información sobre el fundamento teórico básico de los sismos, enfatizando en la descripción de las diferentes escalas de magnitud sísmica que existen para culminar con las ecuaciones y métodos que se usan en el cálculo de una conocida como magnitud de momento sísmico. En la parte introductoria se describe como fue evolucionando el campo de la sismología y mencionando algunos sismos importantes que sucedieron en el Perú y el mundo, explicando con más detalle la sismicidad en el Perú por ser de mayor interés para los peruanos. En el marco teórico se definen conceptos muy importantes como las ondas sísmicas, placas tectónicas, fracturas geológicas, entre otros. Después se mencionan las diferentes escalas de magnitud sísmica, explicándolas someramente con el objetivo de poder establecer una diferenciación entre ellas. Se continúa definiendo la escala de magnitud de momento sísmico, explicando sus características y enfatizando su ventaja con respecto a las otras escalas de magnitud. Se prosigue definiendo dos parámetros sismológicos muy importantes que sirven como apoyo en el entendimiento de uno de los dos métodos de cálculo explicados en la sección metodológica. Estos métodos son el Análisis espectral y el de inversión del Tensor de Momento sísmico.

# *Agradecimientos*

Agradezco a mi asesor Mg. César Omar Jiménez Tintaya por las sugerencias y la resolución de dudas que tuve a lo largo de la elaboración de este proyecto de investigación. Su pasión por la sismología es uno de los factores que me animó a seguir este camino científico.

Agradezco a la UNMSM por la formación brindada y a mi familia por los ánimos que me brindaron para seguir adelante.



# Índice general

Resumen	I
Agradecimientos	II
Índice general	III
Índice de figuras	V
Índice de cuadros	VII
Abreviaciones	VIII

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Antecedentes . . . . .	1
1.2. Objetivos . . . . .	3
1.3. Planteo del problema . . . . .	3
1.4. Sismicidad en el territorio peruano . . . . .	3
<b>2. Marco Teórico</b>	<b>6</b>
2.1. Movimientos sísmicos . . . . .	6
2.1.1. Estructura interna terrestre . . . . .	6
2.2. Teoría de tectónica de placas . . . . .	8
2.2.1. Fronteras de las placas tectónicas . . . . .	9
2.2.1.1. Fronteras Divergentes . . . . .	9
2.2.1.2. Fronteras Convergentes . . . . .	10
2.2.1.3. Fronteras Transcurrentes . . . . .	10
2.3. Teoría del Rebote Elástico . . . . .	11
2.4. Ondas sísmicas . . . . .	11
2.4.1. Ondas de cuerpo . . . . .	12
2.4.2. Ondas de superficie . . . . .	13
2.5. Fallas geológicas . . . . .	14
2.5.1. Falla normal . . . . .	15
2.5.2. Falla inversa . . . . .	15
2.5.3. Falla de desplazamiento o desgarre . . . . .	15
2.5.4. Falla normal oblicua o mixta . . . . .	15
2.6. Parámetros del plano de ruptura . . . . .	16

---

2.7. Patrón de radiación . . . . .	17
2.8. Instrumentación sísmica . . . . .	18
2.8.1. Registros sísmicos . . . . .	18
2.9. Intensidad . . . . .	20
2.10. Magnitud . . . . .	21
2.10.1. Magnitud de Richter . . . . .	22
2.10.2. Magnitud de Ondas de Cuerpo . . . . .	23
2.10.3. Magnitud de ondas Superficiales . . . . .	24
2.10.4. Magnitud de Energía . . . . .	25
2.10.5. Magnitud de momento sísmico . . . . .	27
2.11. Tensor de Momento sísmico . . . . .	28
2.12. Función de Green . . . . .	30
2.13. Métodos usados en el cálculo de la magnitud de momento sísmico $M_w$ . . . . .	32
2.13.1. Método de inversión del tensor de momento sísmico . . . . .	32
2.13.2. Análisis Espectral . . . . .	35
<b>3. Conclusiones</b>	<b>39</b>
3.1. Conclusiones . . . . .	39
3.2. Recomendaciones . . . . .	40
3.3. Trabajo futuro . . . . .	40
 <b>Referencias</b>	 <b>41</b>

# Índice de figuras

1.1. Proceso de subducción entre la placa de Nazca y Suramericana. Recuperado de Mantilla (2018) . . . . .	4
1.2. Sismos ocurridos en el Perú entre los años 1980 y 2019 con magnitudes $M_w \geq 5,0$ . Las zonas AA', BB' y CC' representan la zona Norte, Centro y Sur del Perú. Recuperado de Luna (2020) . . . . .	5
2.1. Estructura interna de la Tierra. Recuperado de Comaann (2013) . . . . .	7
2.2. Corrientes de convección. Recuperado de Duggal (2007) . . . . .	8
2.3. Placas tectónicas. Recuperado de Udías y Buforn (2018) . . . . .	9
2.4. Proceso de separación de placas en fronteras divergentes. Recuperado de Guardia (2011) . . . . .	9
2.5. Colisión entre placas (a) Continente-océano (b) Océano-Océano. Recuperado de Guardia (2011) . . . . .	10
2.6. Movimiento de placas en Fronteras Transcurrentes. Recuperado de Guardia (2011) . . . . .	10
2.7. Etapas de la Teoría del Rebote elástico. Adaptado de Bányai (1992) . . . . .	11
2.8. Ondas de Cuerpo. Recuperado de García (2009) . . . . .	13
2.9. Ondas de Superficie. Recuperado de García (2009) . . . . .	13
2.10. Falla Geológica. Recuperado de GEOLOGIAWEB (sf) . . . . .	14
2.11. Representación gráfica de (a) Mecanismo Focal (b) Patrón de Radiación (c) y (d) Posibles Fallas geológicas. Recuperado de Miller (2014) . . . . .	15
2.12. Tipos de fallas geológicas con sus respectivos mecanismos focales. Recuperado de Lay y Wallace (1995) . . . . .	16
2.13. Parámetros de falla. Recuperado de Méndez y Mercedes (2006) . . . . .	17
2.14. Patrón de radiación de (a) Ondas P (b) Ondas S. Recuperado de Valenzuela (2007) . . . . .	17
2.15. Sismograma de un terremoto registrado en un canal vertical de la estación sísmológica KBS. Sismo ocurrido en El Salvador el 13/01/2001 a las 17:33 (UTC), con una distancia epicentral de $79^\circ$ . Recuperado de Havskov y Ottemoller (2010)	19
2.16. Registros del tren de ondas P para dos sismos superficiales en la componente vertical (a) Señal simple en desplazamiento y velocidad (b) Señal compleja en desplazamiento y velocidad. Recuperado de Moncca (2010) . . . . .	20
2.17. Gráfica de Q en función de $\Delta$ y h. Recuperado de Gutenberg y Richter (1956)	24
2.18. Sismograma del terremoto de magnitud 8.8 $M_w$ ocurrido en la Costa de Maule, Chile detectado en la Universidad de Jaen, España. Componentes N-S, Vertical y E-W de los movimientos, de arriba hacia abajo. Recuperado de Peláez (2011)	25
2.19. Esfuerzo entre los bloques (I) antes de la fractura (II) después de la fractura con un deslizamiento $\Delta u$ y caída de esfuerzo $\Delta \sigma$ . Recuperado de Udías y Buforn (2018) . . . . .	26

2.20. Conjunto de pares de fuerza que componen el tensor momento sísmico. Recuperado de Aki y Richards (1980) . . . . .	29
2.21. Desplazamientos $G_{ni}$ en el punto de coordenadas $x_i$ producidos por un impulso unitario actuando en el punto de coordenadas $\xi_i$ . Recuperado de Udías y Buforn (2018) . . . . .	31
2.22. Representación gráfica de los ángulos de buzamiento $\delta$ , desplazamiento $\lambda$ y acimut $\phi_s$ , así como los ángulos $\phi$ y $i_\xi$ relacionados al sistema foco estación. Recuperado de Aki y Richards (2002) . . . . .	36
2.23. Registro de (a) desplazamiento (b) espectro de amplitud . . . . .	37

# Índice de cuadros

1.1. Sismos que generaron ondas de tsunami en el territorio peruano . . . . .	5
2.1. Clasificación de los efectos en superficie causado por sismos usando la escala de intensidades de Mercalli Modificada . . . . .	21
2.2. Escalas de Magnitud . . . . .	28

# Abreviaciones

<b>IASPEI</b>	International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior
<b>IGP</b>	Instituto Geofísico del Perú
<b>DWN</b>	Discrete Wave Number
<b>MM</b>	Mercalli Modificada
<b>MTI</b>	Moment Tensor Inversion
<b>UNMSM</b>	Universidad Nacional Mayor de San Marcos
<b>IRIS</b>	Incorporated Research Institutions for Seismology

*Dedicado a mis padres Martha y Esteban por haberme apoyado en mi formación profesional, y a mi hermano Stuart por el ánimo que me brinda para seguir adelante.*

# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Antecedentes

Los movimientos sísmicos ocurren de manera recurrente en nuestro planeta y su estudio es fundamental porque algunos pueden generar consecuencias negativas en aspectos económicos y sociales, principalmente en los lugares más cercanos al epicentro producidos mayoritariamente por sismos de gran magnitud. En el pasado eran atribuidos como consecuencia de causas místicas, siendo la antigua Grecia (1200 - 146 a.C.) un claro ejemplo debido a que estos fenómenos eran relacionados con el dios griego Atlas ([Giner y Molina, 2001](#)). A pesar de que se conocía sobre la existencia de estos movimientos, no se realizaron muchos estudios sobre ello. Esta ausencia de interés continuó hasta el sismo de Lisboa ocurrido en 1755, el cual ocasionó un tsunami y una gran cantidad de damnificados, generando que actualmente se considere como el acontecimiento que dió origen a la sismología como ciencia ([Udías y Buform, 2018](#)).

En el pasado se hicieron importantes observaciones que sirvieron para el posterior desarrollo de una teoría sismológica conocida como deriva continental. Uno de ellos lo realizó Sir Francis Bacon, quien observó con sorpresa las similitudes de los contornos continentales aunque no sugirió la posibilidad de haber existido un solo continente en el pasado ([Hallam, 1975](#)). La primera persona que propuso una teoría de un posible movimiento de separación de los continentes fue Antonio Snyder en 1858, quien relacionó tal separación continental con un hecho bíblico. Él sugirió que ese separamiento se produjo como consecuencia del surgimiento de un cierto material del interior de la tierra durante el Diluvio, generando un ascenso del nivel de agua y un empuje en el continente ([Nava, 2009](#)). Alfred Wegener propuso en 1912 una teoría denominada Deriva Continental, la cual planteaba la separación de un continente único en el pasado. Para ello, Wegener se basó en las investigaciones que hizo sobre el ajuste



de las costas de Brasil y África, sustentando su teoría en la flora similar encontrada en ambos lugares.

Actualmente esta teoría es aceptada debido a múltiples evidencias como la relación que existe en la forma de los continentes, así como también del paleomagnetismo ([Turcotte y Oxburgh, 1972](#)). Como resultado de la Deriva Continental se planteó una teoría de placas, la cual sostenía que la litósfera está dividida en diversas zonas denominadas placas tectónicas. Hoy en día la teoría de placas es tomada como referencia cuando se intenta explicar los movimientos sísmicos que suceden en nuestro planeta. Esta distribución de placas hace que ciertas zonas de la superficie terrestre sean muy propensas a sufrir gran cantidad de sismos, pudiéndose distinguir entre ellas tres zonas conocidas como el cinturón Circum-Pacífico, la zona del Mediterráneo Himalaya y las cordilleras oceánicas submarinas ([Giner y Molina, 2001](#)).

En los últimos 20 años ocurrieron sismos considerados importantes por la gran cantidad de pérdidas humanas que se produjeron. Algunos de ellos fueron el terremoto de Sumatra en 2004, el terremoto del 2010 que destruyó Port-au-Prince y el terremoto de Tohoku en 2011, las cuales generaron 228 000, 316 000 y 28 050 muertes respectivamente debido a la baja calidad en la infraestructura de las construcciones que habían en esos lugares, así como la ocurrencia de tsunamis que se observó en algunos de ellos como consecuencia de tales movimientos sísmicos ([Udías y Buform, 2018](#)).

En Perú también se produjeron sismos de los cuales se tienen registros que se remontan del año 1500, teniendo cada uno de ellos una calidad y fidelidad que depende mucho de la densidad y distribución de la población en la zona afectada ([Tavera et al., 2014](#)). Uno de los sismos más importantes que sucedieron en el territorio peruano ocurrió en Lima el año 1746, catalogado así por el tsunami que provocó y debido a que destruyó el puerto del Callao. Según [Beck y Nishenko \(1990\)](#), éste sismo pudo haber tenido una magnitud de momento entre 8.5 a 9.0 si se basa su estudio en las consecuencias que produjo. Entre los sismos fuertes más recientes podemos destacar el del 2007 sucedido en Pisco y en 2019 con epicentro en Loreto, con magnitudes de 7.9 y 8.0 en la escala de momento respectivamente. Se describirá sobre la sismicidad en el Perú en la sección 1.4.

La ocurrencia de sismos y sus consecuencias registradas en el Perú, tales como el impacto económico en las familias de bajos recursos y/o pérdidas humanas, resalta la importancia del entendimiento de estos, las cuales pueden ser caracterizadas en gran medida mediante el estudio de un parámetro conocido como magnitud sísmica.

## 1.2. Objetivos

### Objetivo Principal

- Describir de forma resumida los métodos de cálculo de la magnitud de momento sísmico.

### Objetivos Específicos

- Analizar los parámetros físicos usados en la caracterización de un sismo.
- Analizar las diferencias entre las diferentes escalas de magnitud sísmica que existen.
- Destacar la relación que existe entre el momento sísmico y la magnitud de momento  $M_w$ .

## 1.3. Planteo del problema

A pesar de la existencia de diversas fuentes que nos brindan información sobre las escalas de magnitud sísmica, no existen muchos medios informativos que describan de forma resumida los métodos usados para el cálculo de estas magnitudes. Debido al problema de saturación que sufren las escalas de magnitud sísmica, el presente trabajo de investigación se centra principalmente en la revisión bibliográfica de los métodos de cálculo de la magnitud de momento sísmico debido a que ésta escala no presenta tal problema.

## 1.4. Sismicidad en el territorio peruano

Es ampliamente conocido al Perú como un territorio altamente sísmico ya que pertenece a una de las tres zonas de mayor sismicidad en el mundo conocida como Cinturón Circum-Pacífico. En nuestro país, tal actividad sísmica se debe al proceso de subducción que ocurre entre la placa de Nazca y la placa Suramericana. Este proceso es debido a la convergencia que existe entre ambas placas, generando que cierta parte de la litósfera se destruya.

Según [Udías y Mezcua \(1986\)](#), en un proceso de subducción océano-continente, la parte litósferica oceánica es la que sufre el proceso de destrucción, mientras que la litósfera continental se mantiene prácticamente constante. Tal proceso de subducción puede verse en la Fig. 1.1.

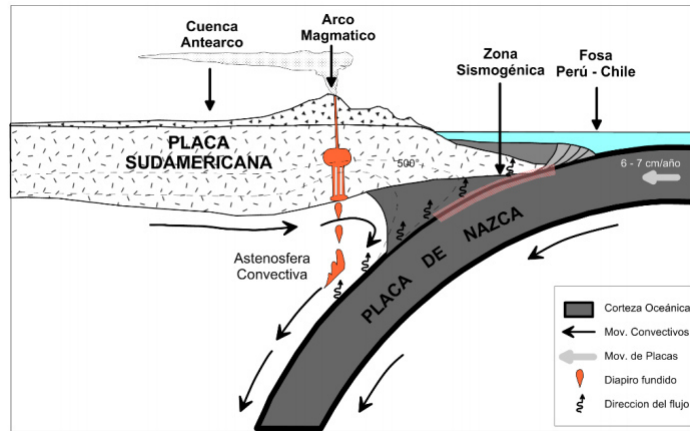


FIGURA 1.1: Proceso de subducción entre la placa de Nazca y Suramericana.  
Recuperado de Mantilla (2018)

Este proceso de subducción da lugar a la generación de fosas oceánicas, cinturones de montañas o cadena de volcanes. En el caso del Perú, puede mencionarse que su evolución geodinámica está controlada por la dorsal de Nazca, la fractura de Mendaña, la fosa Peruana, la cordillera volcánica, la cordillera Andina y el conjunto de los diferentes sistemas de fallas.

La clasificación de los sismos puede hacerse mediante su magnitud, tamaño, fecha de ocurrencia, lugar donde ocurre, distancia hipocentral y el tipo de daño producido (Jimenez, 2015). En función de la distancia hipocentral  $h$ , los sismos se pueden clasificar en tres tipos según el criterio definido por Tavera y Buforn (1998):

1. Sismos de foco superficial ( $0 < h \leq 60$  km)
2. Sismos de foco intermedio ( $60 < h \leq 300$  km)
3. Sismos de foco profundo ( $h > 300$  km)

En el Perú se generan sismos superficiales principalmente en las zonas oceánicas y en la costa, sismos de foco intermedio se generan en la costa y sierra mientras que los de foco profundo se producen en la selva entre la frontera con Colombia, Bolivia y Brasil (Stauder, 1975). Esta característica sísmica puede observarse en la Fig. 1.2.

Los sismos de foco superficial son considerados los más severos por su potencial en la generación de maremotos, siempre que se cumplan las condiciones para su ocurrencia (Jimenez, 2015). Entre ellos se pueden mencionar los siguientes sismos considerados importantes porque generaron ondas de tsunami que afectaron el territorio peruano entre los años 1940 y 2014 (Cuadro 1.1)

CUADRO 1.1: Sismos que generaron ondas de tsunami en el territorio peruano

Lugar	Fecha	Profundidad (km)	Magnitud ( $M_w$ )
Lima, Perú <sup>a</sup>	24 de mayo de 1940 <sup>a</sup>	50 <sup>b</sup>	7.9 <sup>b</sup>
Lambayeque-Piura, Perú <sup>a</sup>	20 de noviembre de 1960 <sup>a</sup>	9 <sup>c</sup>	7.6 <sup>c</sup>
Huacho, Perú <sup>a</sup>	17 de octubre de 1966 <sup>a</sup>	21 <sup>d</sup>	8.1 <sup>e</sup>
Lima, Perú <sup>a</sup>	03 de octubre de 1974 <sup>a</sup>	28 <sup>f</sup>	8.1 <sup>g</sup>
Chimbote, Perú <sup>a</sup>	21 de febrero de 1996 <sup>a</sup>	10 <sup>h</sup>	7.5 <sup>h</sup>
Nazca, Perú <sup>a</sup>	12 de noviembre de 1996 <sup>a</sup>	46 <sup>i</sup>	7.7 <sup>i</sup>
Camaná, Perú <sup>a</sup>	23 de junio de 2001 <sup>a</sup>	28-30 <sup>j</sup>	8.4 <sup>j</sup>
Pisco, Perú <sup>a</sup>	15 de agosto de 2007 <sup>a</sup>	39 <sup>k</sup>	8.0 <sup>k</sup>
Maule, Chile <sup>a</sup>	27 de febrero de 2010 <sup>a</sup>	30.1 <sup>l</sup>	8.8 <sup>l</sup>
Iquique, Chile <sup>a</sup>	01 de abril de 2014 <sup>a</sup>	25 <sup>m</sup>	8.2 <sup>m</sup>

**Nota:** Elaboración propia a partir de los datos de (a) [Jimenez \(2019\)](#) (b) [Tavera et al. \(2001\)](#) (c) [Pelayo y Wiens \(1982\)](#) (d) [Dewey y Spence \(1979\)](#) (e) [Kanamori \(1977\)](#) (f) [Husid et al. \(1977\)](#) (g) [Cancino et al. \(2014\)](#) (h) [Jiménez et al. \(2015\)](#) (i) [Guzmán \(2016\)](#) (j) [Leon \(2015\)](#) (k) [Jiménez et al. \(2013\)](#) (l) [Boroschek et al. \(2010\)](#) (m) [Ccallata \(2018\)](#).

Conocer la importancia de los sismos asociada al impacto económico y social que producen (particularmente los sismos de gran magnitud) podría ser un factor que posibilite un cambio cultural en las personas, logrando de esa manera disminuir la cantidad de pérdidas humanas.

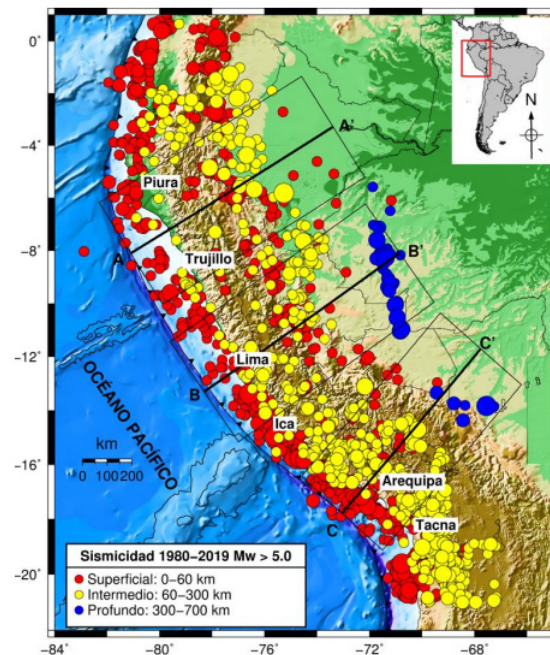


FIGURA 1.2: Sismos ocurridos en el Perú entre los años 1980 y 2019 con magnitudes  $M_w \geq 5.0$ . Las zonas AA', BB' y CC' representan la zona Norte, Centro y Sur del Perú. Recuperado de [Luna \(2020\)](#)

## Capítulo 2

# Marco Teórico

### 2.1. Movimientos sísmicos

Los movimientos sísmicos se producen por la interacción continua de bloques litosféricos conocidos como placas tectónicas. Su origen, así como la velocidad de propagación de las ondas sísmicas generadas, son algunas características que pueden ser entendidas con mayor claridad haciendo una descripción completa de la estructura interna de la Tierra.

#### 2.1.1. Estructura interna terrestre

Puede clasificarse mediante su composición química o comportamiento dinámico . La importancia de ésta clasificación radica en que nos permite una mayor comprensión de la deriva continental, así como también la dependencia de la propagación de las ondas generadas en un sismo con el medio sobre el que se propagan.

Basándonos en su **composición química**, podemos establecer su estructura en las siguientes capas: Corteza (oceánica y continental), Manto superior, Zona de Transición, Manto inferior, Núcleo externo y Núcleo interno. Respecto a la corteza, la parte continental presenta principalmente composición granítica y un espesor de aproximadamente 30 y 40 km; mientras que la parte oceánica presenta composición basáltica y un espesor aproximado de 7 km ([Nava, 2009](#)). En el manto se encuentran rocas compuestas principalmente de Olivino y Piroxeno; mientras que la Zona de transición se caracteriza principalmente por los altos gradientes de temperatura y presión encontrados, generando que ciertas propiedades como la densidad o velocidad de las ondas elásticas se incrementen con la profundidad ([Giner y Molina, 2001](#)). El núcleo está compuesto principalmente por níquel y hierro, aleados con sílice en el caso del núcleo externo ([Duggal, 2007](#)).

Dentro de ésta clasificación se observan tres superficies de discontinuidad entre la Corteza-Manto, Manto-Núcleo y Núcleo externo-Núcleo interno denominadas Mohorovicic, Gutenberg y de Lehman, las cuales fueron propuestas en los años 1909, 1913 y 1936 respectivamente ([Aki y Richards, 2002](#)).

Respecto a su **comportamiento dinámico**, estructuralmente es conformada por las siguientes capas: Litósfera (Oceánica y continental), Astenósfera, Mesósfera, "Nivel D" y Endósfera. La litósfera es una capa relativamente rígida de espesor entre los 70 y 150 km, abarcando la corteza terrestre y una pequeña parte del manto superior ([Giner y Molina, 2001](#)). Esta capa puede clasificarse en tipo oceánica o continental, donde su diferencia se basa en el tipo de corteza que abarca ([Guardia, 2011](#)). La astenósfera es una capa ubicada debajo de la litósfera y pertenece al manto superior, conocida por presentar un comportamiento plástico debido a que se encuentra en un estado de semifusión ([Giner y Molina, 2001](#)). La Mesósfera comprende la parte restante del manto entre la astenósfera y la endósfera, diferenciándose de la primera por presentar mayor viscosidad y resistencia ([Guardia, 2011](#)). El Nivel D representa una capa de transición entre la mesósfera y la Endósfera (Manto-Núcleo), de baja viscosidad por presentar un alto gradiente térmico. La Endósfera es la capa más interna comprendida por el Núcleo externo e interno.

En la Fig. 2.1 puede observarse cada una de las capas, diferenciadas mediante la clasificación anteriormente mencionada.

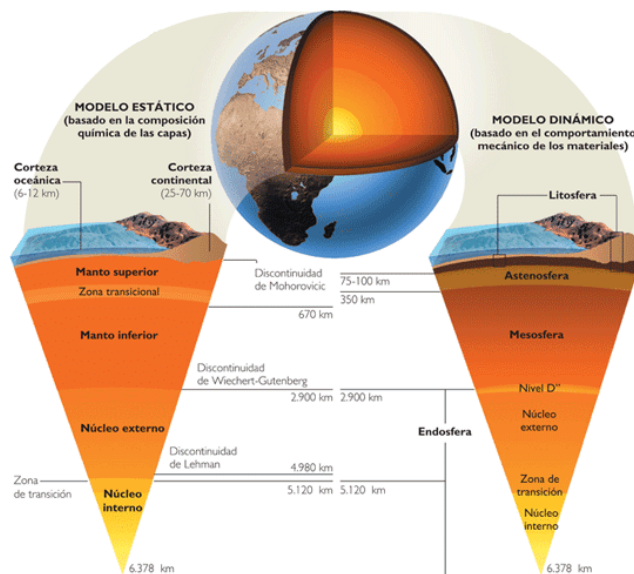


FIGURA 2.1: Estructura interna de la Tierra.  
Recuperado de [Comaann \(2013\)](#)

Mediante el modelo dinámico descrito anteriormente, podemos afirmar que el movimiento litosférico es debido a las corrientes de convección térmica que ocurren dentro del manto, donde la propiedad viscosa de la astenósfera permite el movimiento horizontal observado

(Udías y Buform, 2018). Las corrientes de convección en el manto pueden ser explicados por el gradiente térmico que existe dentro de ella, las cuales pueden observarse en la Fig. 2.2.

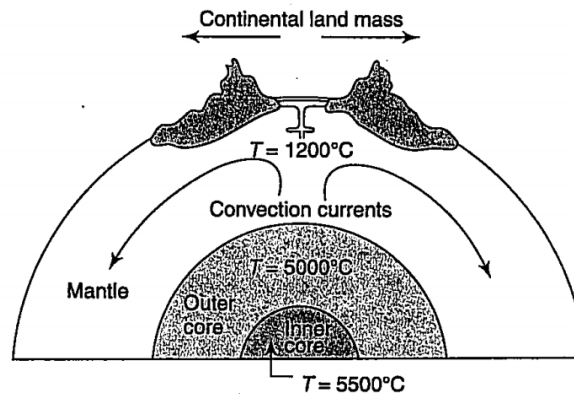


FIGURA 2.2: Corrientes de convección. Recuperado de Duggal (2007)

La composición química de las capas es muy útil para entender algunos parámetros muy importantes que caracterizan las ondas sísmicas, donde la velocidad es una de ellas pues presentan una fuerte dependencia con el medio sobre el que se propagan.

Los sismos se producen en todo el mundo, pero existen zonas con mayor ocurrencia de eventos sísmicos. Estas zonas de mayor sismicidad están ubicadas en las fronteras de las mencionadas porciones litosféricas conocidas como *Placas Tectónicas*.

## 2.2. Teoría de tectónica de placas

Esta teoría fue propuesta en la década de los 60, la cual propone que la litósfera está fragmentada en bloques móviles denominados placas tectónicas. La tectónica de placas se basa en la Deriva continental propuesta por Alfred Wegener en 1912, la cual fue sustentada por la Teoría de la expansión del fondo oceánico propuesto por el geólogo Harry Hess en 1962. La teoría de expansión menciona que ciertas elevaciones submarinas (dorsales oceánicas) producen la creación de nueva litósfera, explicando de esa manera la separación entre continentes que plantea la Deriva continental.

Las placas tectónicas pueden clasificarse en función de su tamaño (Udías y Buform, 2018). Las placas más importantes son:

- Placa Pacífica
- Placa Indoaustraliana
- Placa Americana (Norte y Sur)
- Placa Africana
- Placa Euroasiática
- Placa Antártica



Existen otras placas denominadas placas secundarias y microplacas, las cuales pueden verse junto a las más importantes en la Fig 2.3. Se puede observar que en el límite fronterizo entre el Océano Pacífico y el continente Suramericano existe un proceso de convergencia (subducción) entre la placa Suramericana y la de Nazca.

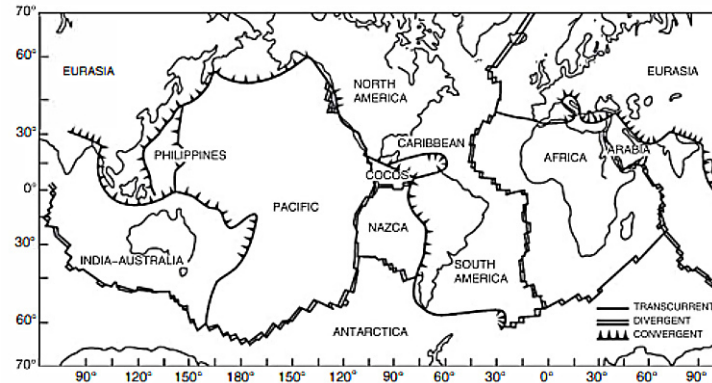


FIGURA 2.3: Placas tectónicas. Recuperado de [Udías y Bufoin \(2018\)](#)

### 2.2.1. Fronteras de las placas tectónicas

La parte fronteriza de las placas tectónicas fueron determinadas en función al grado de ocurrencia de los sismos registrados. Debido al tipo de interacción que se producen en ellas, pueden clasificarse en tres tipos denominados fronteras divergentes, fronteras convergentes y fronteras transcurrentes o de transformación ([Udías y Bufoin, 2018](#)).

#### 2.2.1.1. Fronteras Divergentes

Caracterizados por una separación continua de placas, las cuales generan el ensanchamiento del fondo marino así como la creación de nueva corteza oceánica ([Guardia, 2011](#)). Éste último es consecuencia del ensanchamiento ya que propicia que cierto material (magma) emerja desde el manto y se solidifique. Algunos ejemplos de éste tipo de fronteras son los *rifts continentales* y las *Dorsales Oceánicas*.

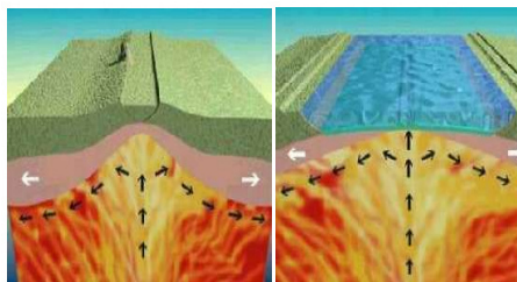


FIGURA 2.4: Proceso de separación de placas en fronteras divergentes.  
Recuperado de [Guardia \(2011\)](#)



### 2.2.1.2. Fronteras Convergentes

Se observa un proceso de colisión entre placas que da lugar a la subducción de una placa sobre otra ([Herráiz, 1997](#)). Ejemplos de ello son el cinturón Alpino y la cordillera de los Andes. Existen tres maneras de convergencia las cuales se diferencian por el tipo de placas que interaccionan. Estos pueden ser entre placas oceánicas, continental-oceánica y continental-continental.

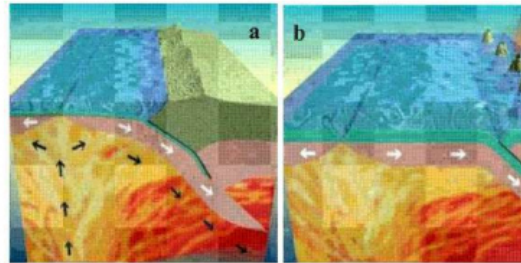


FIGURA 2.5: Colisión entre placas (a) Continente-oceano (b) Oceano-Oceano.  
Recuperado de [Guardia \(2011\)](#)

### 2.2.1.3. Fronteras Transcurrentes

Las placas tectónicas fronterizas se mueven en direcciones opuestas paralelas al límite de las placas, sin converger o diverger ([Lay y Wallace, 1995](#)). Un ejemplo muy importante de éste tipo de frontera es la falla de San Andrés en California.

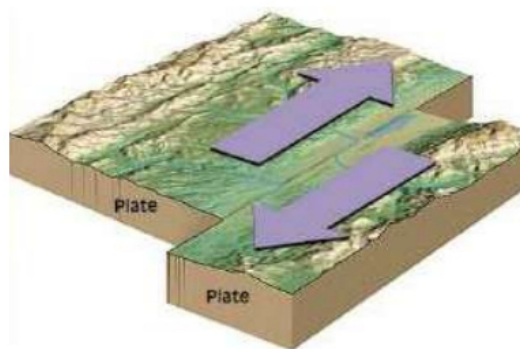


FIGURA 2.6: Movimiento de placas en Fronteras Transcurrentes.  
Recuperado de [Guardia \(2011\)](#)

Según [Lay y Wallace \(1995\)](#), las propiedades elásticas de nuestro planeta nos revelan mucha información de su estado dinámico actual. Los movimientos sísmicos están muy relacionados a estas propiedades elásticas, pues son generados por el acumulamiento de cierto esfuerzo

elástico y posterior liberación de estos en forma de ondas sísmicas. La teoría que explica tal proceso de acumulación y liberación de energía es conocido como *Teoría del Rebote Elástico*.

### 2.3. Teoría del Rebote Elástico

Es un modelo teórico que atribuye la ocurrencia de terremotos como producto de un proceso de acumulación de esfuerzos y deformaciones elásticas que se dan en una zona determinada, las cuales se mantienen hasta que se supera el límite de resistencia elástica del material que forma la zona (Herráiz, 1997).

El proceso de ruptura que propone esta teoría puede observarse en la Fig 2.7, donde se observa que está conformada por 3 etapas (Bányai, 1992). **La primera etapa** se puede imaginar como un estado sin esfuerzo acumulado, donde las líneas  $a - a'$  y  $b - b'$  son referenciales para observar el proceso de deformación. **La segunda etapa** se enfoca en el proceso de acumulación de esfuerzo, la cual termina cuando se genera un proceso de flexión máxima en la falla. Esta flexión puede observarse mediante la forma que toman las líneas de referencia como producto de la deformación. **La última etapa** es conocida como una etapa de alivio de esfuerzo, ya que se libera la cantidad del esfuerzo acumulado cuando se supera la fuerza de fricción que mantiene a los dos bloques (placas) juntos.

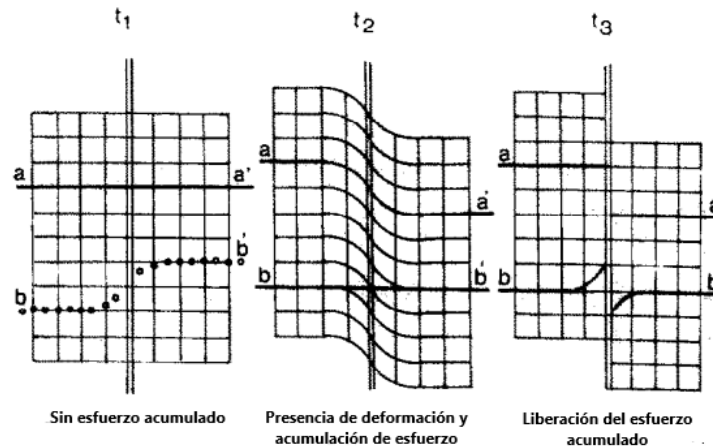


FIGURA 2.7: Etapas de la Teoría del Rebote elástico.  
Adaptado de Bányai (1992)

### 2.4. Ondas sísmicas

Según lo descrito anteriormente, los sismos están asociados a la liberación de cierta cantidad de energía producto de la superación de un valor límite de esfuerzo elástico. Cierta parte de esta energía se libera en forma de ondas sísmicas, las cuales generan el movimiento del

suelo en diversas direcciones. Estas ondas pueden clasificarse en ondas de cuerpo y ondas de superficie.

### 2.4.1. Ondas de cuerpo

Este tipo de ondas se denominan ondas de cuerpo ya que se propagan en el interior de la Tierra y emergen finalmente a la superficie. Existen 2 tipos de ondas de cuerpo denominadas Ondas P o primarias y Ondas S o secundarias.

Las **Ondas P** son ondas que generan un movimiento de partículas en la misma dirección de propagación de la onda, asociando procesos de compresión o dilatación en el medio por donde se propagan. Éste tipo de ondas causan un cambio momentáneo de volumen del material que atraviesan sin alterar la forma momentánea que presentan (Duggal, 2007). Estas ondas dañan muy poco las estructuras construidas en superficie, pues generan principalmente movimientos en la dirección vertical (Giner y Molina, 2001).

Las **Ondas S**, por otro lado, son ondas que generan un movimiento perpendicular de las partículas del medio respecto a la dirección de propagación de la onda. Debido a lo anterior, a esta onda se le asocia dos componentes denominadas **SH** y **SV** para la componente horizontal y vertical respectivamente (García, 2009). A diferencia de las ondas P, estas ondas producen un cambio momentáneo en la forma del medio que atraviesan sin alterar el volumen momentáneo que presentan (Duggal, 2007). Las ondas S causan mayor destrucción en superficie debido **principalmente** al movimiento horizontal que producen.

El modelo matemático para la velocidad de las ondas P en materiales elásticos e isotrópicos es:

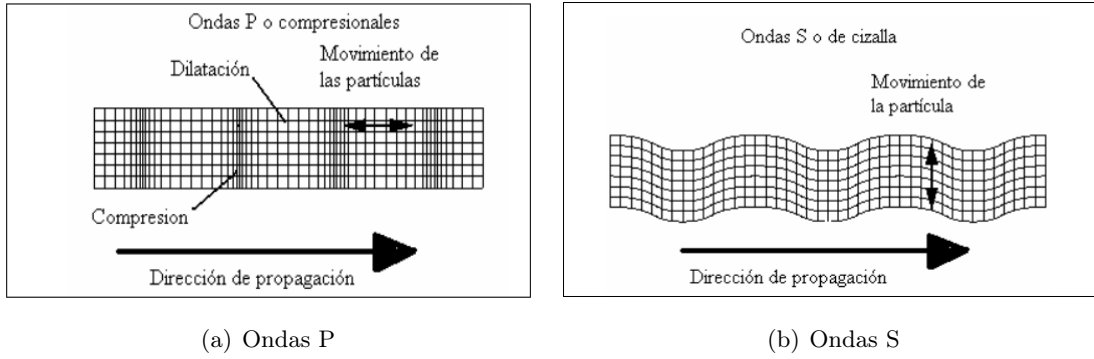
$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

mientras que para las ondas S:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

donde  $\lambda$  es la constante de Lamé,  $\mu$  es el módulo de rigidez y  $\rho$  es la densidad del medio de propagación.

La característica de los líquidos de no presentar ningún cambio frente a esfuerzos cortantes ( $\mu = 0$ ) hace que las ondas S no puedan propagarse en este medio. La dirección de movimiento de las partículas del medio respecto a la dirección de propagación de las ondas descritas puede observarse en la Fig. 2.8.

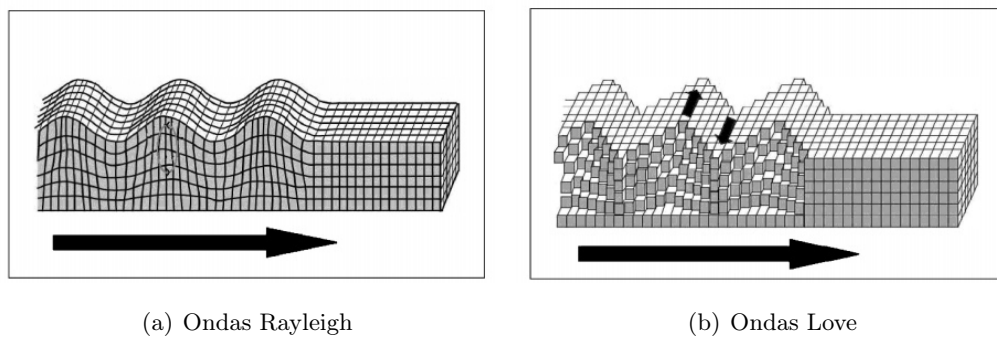
FIGURA 2.8: Ondas de Cuerpo. Recuperado de [García \(2009\)](#)

### 2.4.2. Ondas de superficie

Estas ondas se propagan en zonas de discontinuidad que se encuentran a ciertas profundidades o en superficie terrestre, pues son ondas producidas por el acoplamiento energético en superficies de discontinuidad ([Giner y Molina, 2001](#)). Las ondas de superficie son las que producen mayor destrucción en las construcciones debido a que asocian movimientos horizontales en su propagación sobre la superficie terrestre. Existen 2 tipos de ondas superficiales las cuales se denominan Ondas Rayleigh y Ondas Love (Fig. 2.9).

Las **Ondas Rayleigh** son ondas que generan un movimiento de partículas de tipo elíptico - retrógrado (debido a la forma y sentido de giro de las partículas) perpendicular a la dirección de propagación de la onda. Estas ondas se producen debido a la interacción de las ondas P y SV descritas anteriormente, además de ser la onda superficial más lenta ([García, 2009](#)).

Las **Ondas Love** generan desplazamientos horizontales en la superficie muy parecidos a las ondas S, sin asociar una componente vertical ([Duggal, 2007](#)). Estas ondas se producen por la interacción de las Ondas SH y presentan mayor velocidad que las ondas Rayleigh ([García, 2009](#)).

FIGURA 2.9: Ondas de Superficie. Recuperado de [García \(2009\)](#)

## 2.5. Fallas geológicas

Son estructuras sobre las cuales se produjeron fracturas y desplazamientos relativos entre los bloques producidos como consecuencia del fracturamiento (Herráiz, 1997). Ambos bloques presentan nombres característicos en función de su movimiento. Estos son bloque de techo (hanging wall) y bloque de piso (foot wall), donde el primero se encuentra por encima y el segundo por debajo del plano de falla (Shearer, 2009). Gráficamente puede visualizarse en la Figura 2.10.

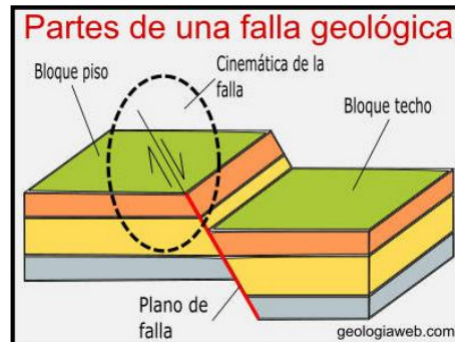


FIGURA 2.10: Falla Geológica. Recuperado de GEOLOGIAWEB (sf)

El tipo de proceso dinámico que ocurre en el foco sísmico puede estudiarse mediante el uso de **Mecanismos Focales**. Estas son representaciones gráficas que nos dan 2 tipos de soluciones acerca del tipo de ruptura que se produjo por el sismo, además de la configuración de los esfuerzos tectónicos que existieron en el área de ruptura. Los mecanismos focales son representados mediante círculos sobre los cuales se grafican dos líneas que representan la proyección de los planos nodales (plano de fractura y plano auxiliar normal) en el plano ecuatorial. Estas representaciones también son útiles para analizar el tipo de movimiento que siguen las partículas debido a un tipo de onda sísmica que se genera en el sismo. Las zonas negras representan regiones donde las partículas se alejan del foco, mientras que las regiones blancas representan la convergencia de partículas hacia el foco. Es importante resaltar la estrecha relación que tienen los mecanismos focales con el **Patrón de Radiación**, el cual es otra representación gráfica que muestra la distribución asimétrica espacial radiada en todas las direcciones. El término patrón de radiación se explicará posteriormente con mayor profundidad.

En la Fig 2.11 puede observarse la representación gráfica de un mecanismo focal para una falla de desplazamiento, el patrón de radiación asociado y las 2 posibles fallas que podría representar. Estas gráficas son para el caso de las ondas P producidas.

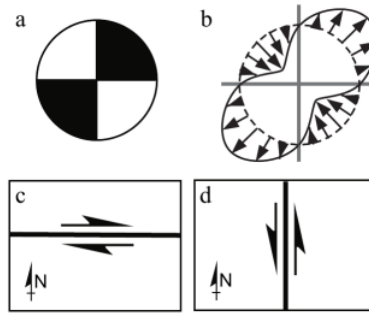


FIGURA 2.11: Representación gráfica de (a) Mecanismo Focal (b) Patrón de Radiación (c) y (d) Posibles Fallas geológicas. Recuperado de [Miller \(2014\)](#)

Principalmente pueden distinguirse 4 tipos de fallas geológicas denominadas Falla normal (Normal Faulting), Falla inversa (Thrust Faulting), Falla de desplazamiento o desgarre (Strike-Slip) y Falla normal oblicua (Oblique normal).

### 2.5.1. Falla normal

Fallas geológicas formadas por la acción de esfuerzos tensionales o extensivos, generando como resultado el descenso de un bloque respecto a otro ([Giner y Molina, 2001](#)).

### 2.5.2. Falla inversa

Fallas geológicas formadas por la acción de esfuerzos de compresión, generando que un bloque suba respecto al otro ([Giner y Molina, 2001](#)).

### 2.5.3. Falla de desplazamiento o desgarre

Fallas geológicas formadas por la acción de esfuerzos horizontales (de cizalla), generando como producto un movimiento relativo entre bloques en dirección horizontal ([Giner y Molina, 2001](#)).

### 2.5.4. Falla normal oblicua o mixta

Fallas geológicas producidas por un movimiento horizontal y vertical. Este tipo de falla presenta componentes mixtas generadas en las fallas normales o inversas y desplazamiento ([Nava, 2009](#)).

Estas fallas geológicas pueden observarse en la Fig. 2.12.

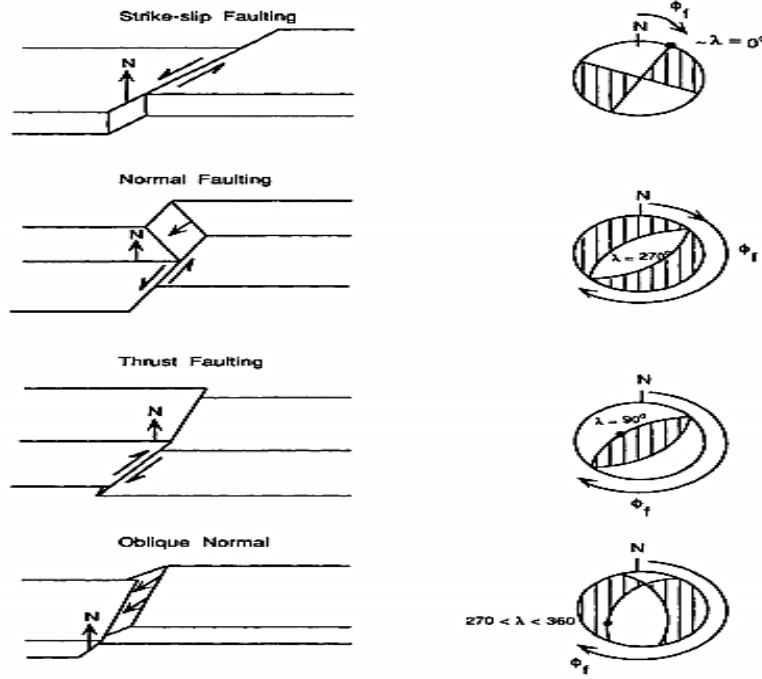


FIGURA 2.12: Tipos de fallas geológicas con sus respectivos mecanismos focales.  
Recuperado de [Lay y Wallace \(1995\)](#)

## 2.6. Parámetros del plano de ruptura

Un ejemplo típico de plano de falla (o ruptura) puede observarse en la Fig 2.13, donde su orientación puede definirse mediante los siguientes parámetros:

- Dimensiones del plano de falla
- La traza de falla
- Ángulo azimut de la falla ( $\phi$ )
- Ángulo de buzamiento ( $\delta$ )
- Dislocación relativa entre bloques ( $\Delta u$ )
- Ángulo de desplazamiento ( $\lambda$ )

Para este caso de falla rectangular, sus dimensiones son denotadas mediante las letras D y L para el ancho y largo respectivamente. La traza de falla es la línea de intersección entre el plano de falla con el plano horizontal. Los ángulos azimut, buzamiento y desplazamiento tienen mucha importancia en sismología, pues en función de sus valores podemos establecer el tipo de falla geológica producida.

El rango de valores que toman esos ángulos son:

$$0 < \phi < 360^\circ, \quad 0 < \delta < 90^\circ, \quad -180^\circ < \lambda < 180^\circ$$

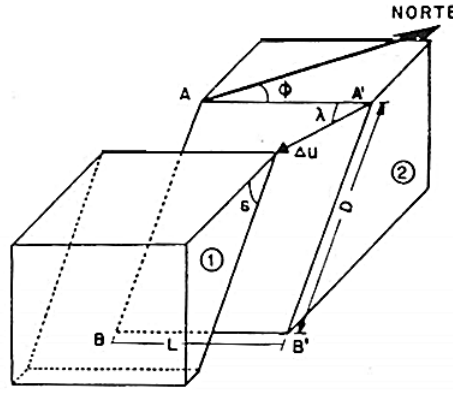


FIGURA 2.13: Parámetros de falla. Recuperado de Méndez y Mercedes (2006)

## 2.7. Patrón de radiación

Es un término que está relacionado al movimiento espacial asimétrico del suelo producido en un sismo, y presenta una gran relación con el mecanismo de falla generado (Frau y Saragoni, 2012). Para el caso de una falla de desplazamiento puede observarse gráficamente como un patrón lobular que representa los desplazamientos de campo lejano producidos. En la Fig. 2.14 puede observarse dos patrones lobulares para las ondas de cuerpo P y S.

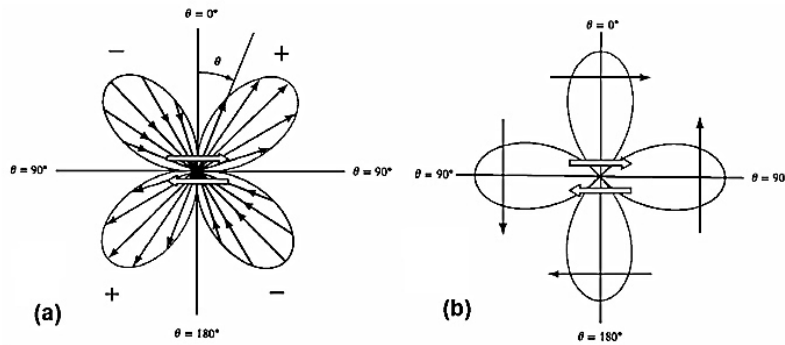


FIGURA 2.14: Patrón de radiación de (a) Ondas P (b) Ondas S. Recuperado de Valenzuela (2007)

La descripción para la figura 2.14 (a), el cual sería similar para el caso (b), es la siguiente: Éste tipo de gráficas presentan dos planos (observados como líneas perpendiculares en el gráfico) a  $\theta = 0^\circ$  y  $\theta = 90^\circ$ , donde el primero se denomina plano auxiliar y el segundo plano de falla. Las flechas blancas paralelas al plano de falla representan los movimientos relativos entre placas generados en el sismo. Respecto a los lóbulos, los signos negativos asocian fuerzas de compresión que generan un movimiento de convergencia de las partículas hacia el foco;



mientras que los signos positivos representa lo contrario. Las flechas negras interiores a cada lóbulo indican la "intensidad" de cada desplazamiento producido, encontrándose valores máximos para  $\theta = \pi/4, 3\pi/4, 5\pi/4, 7\pi/4$ .

A este término se le puede asociar una función que depende de la orientación entre el foco y la estación.

## 2.8. Instrumentación sísmica

En general, es común caracterizar el movimiento del suelo mediante el uso de sismógrafos y acelerógrafos. Estos instrumentos se encargan de registrar la velocidad y aceleración del suelo respectivamente, de los movimientos producidos en un sismo.

A pesar de que estos instrumentos hacen diferentes registros de movimiento del suelo, es posible establecer una relación entre ellos. Por ejemplo, habiendo registrado la velocidad de movimiento del suelo (sismograma), es posible encontrar la aceleración mediante su derivación o el desplazamiento mediante su integración ([Stein y Wyssession, 2003](#)). Sin embargo, es importante tomar en cuenta los errores asociados al resultado obtenido. Un ejemplo de ello es el efecto de corrección de línea base (DC) que afecta el sismograma obtenido mediante la integración de un acelerograma ([Zúñiga, 2011](#)).

Los sensores más usados son los sensores SP pasivos con una bobina electromagnética [para terremotos locales y observaciones globales de ondas P], los sensores de banda ancha activa BB [usados para cualquier tipo de observación sismológica, principalmente globales] y los acelerómetros [para observaciones locales y globales] ([Havskov y Ottemoller, 2010](#)).

### 2.8.1. Registros sísmicos

En un sismograma (registros de velocidad sísmica) se puede identificar las ondas sísmicas descritas anteriormente en función de su llegada, teniendo en cuenta la existencia de otro tipo de ondas sísmicas producidas por reflexión en superficie (PP, SS, PS, SP, etc). Un ejemplo de sismograma puede observarse en la Fig. 2.15. En esta figura podemos identificar, en función del tiempo de llegada, las fases P, PP, S, SS y de superficie.

Las ondas P, S y de superficie presentan diferentes velocidades, las cuales verifican estas relaciones de desigualdad:

$$V_P > V_S > V_{Superficie} \quad \text{con} \quad V_{Superficie} : V_L > V_R$$

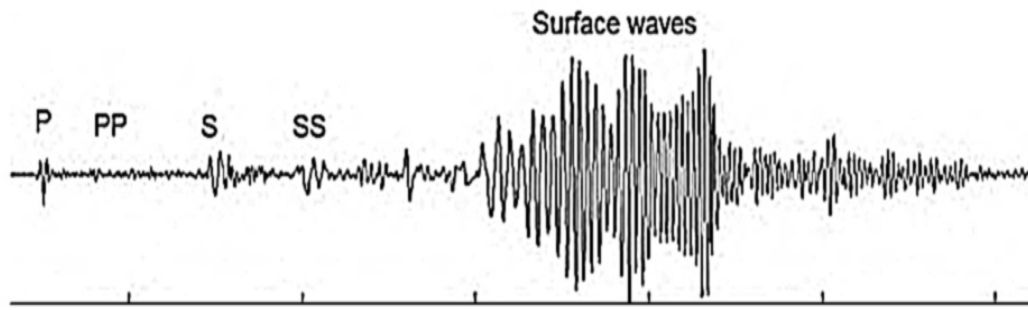


FIGURA 2.15: Sismograma de un terremoto registrado en un canal vertical de la estación sismológica KBS. Sismo ocurrido en El Salvador el 13/01/2001 a las 17:33 (UTC), con una distancia epicentral de  $79^\circ$ . Recuperado de [Havskov y Ottemoller \(2010\)](#)

Respecto a la fase PP y SS, estas representan las ondas reflejadas una vez de las ondas P o S en la superficie terrestre.

Los registros sísmicos, ya sea sobre desplazamiento, velocidad o aceleración; presentarán diferentes formas de señal sísmica catalogadas como simples o complejas, las cuales dependen de la magnitud del sismo producido y de su relación directa con la duración del proceso de ruptura.

Ejemplo de estas formas de señales sísmicas puede encontrarse en los sismos ocurridos en los límites de Perú con Brasil el 29 de Enero del 2009 (Magnitud  $5.7 M_W$ ) y el 20 de Junio del 2003 (Magnitud  $7.1 M_W$ ), las cuales son mostradas en la Fig 2.16. Para el primer caso se observan formas de ondas simples para las señales de velocidad y desplazamiento las cuales sugieren un proceso de ruptura simple. Para el segundo caso se observan la presencia de varios pulsos en las señales sísmicas (formas de onda sísmica complejas) en velocidad y desplazamiento, sugiriendo la ocurrencia de varios procesos de ruptura a la vez.

Habiendo hecho un breve resumen del origen de los movimientos sísmicos, así como haber explicado las características que presentan algunos hechos producidos por su ocurrencia (Fallas geológicas, Ondas sísmicas, Patrón de Radiación) y su forma de registro (sismogramas), **se analizará los eventos sísmicos mediante los daños producidos en las construcciones hechas en superficie y la energía liberada en el movimiento.**

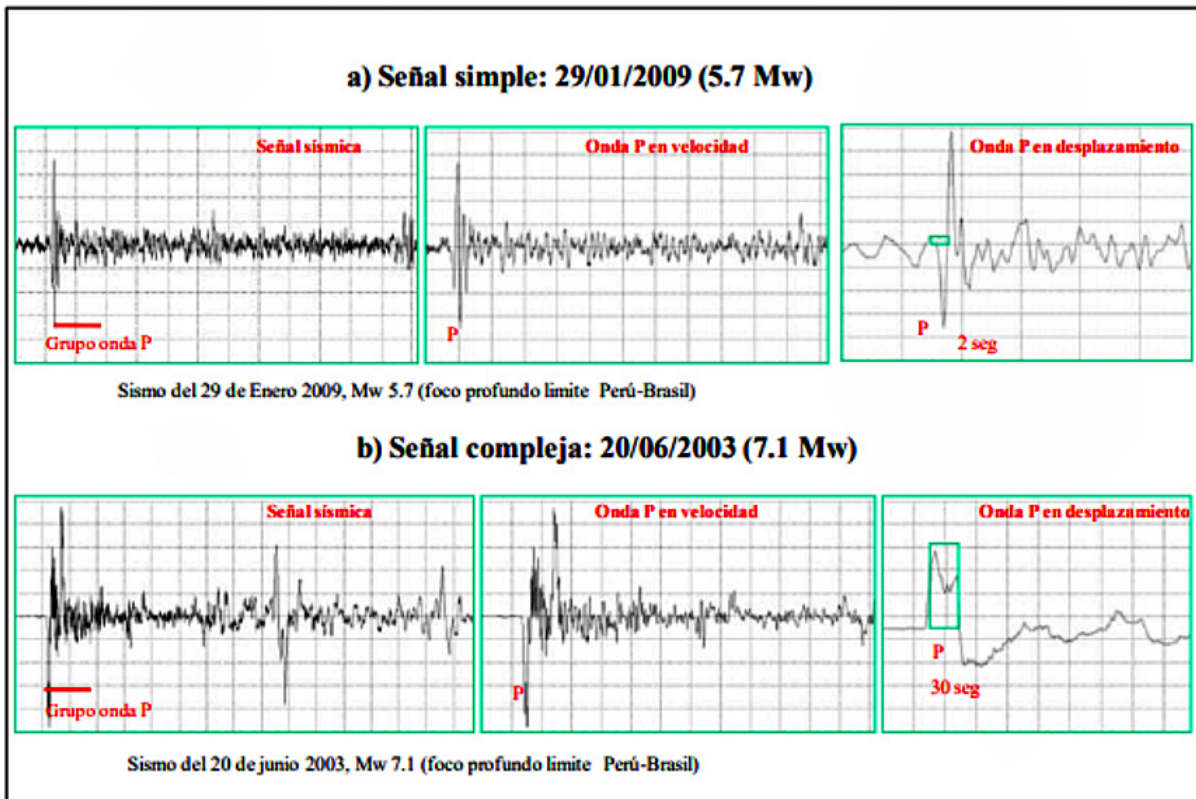


FIGURA 2.16: Registros del tren de ondas P para dos sismos superficiales en la componente vertical (a) Señal simple en desplazamiento y velocidad (b) Señal compleja en desplazamiento y velocidad. Recuperado de [Moncca \(2010\)](#)

## 2.9. Intensidad

La intensidad sísmica es la medida de movimiento de un terreno basado en los efectos destructivos observables que se generan ([Zúñiga, 2011](#)). Esta escala fue inicialmente propuesta por el sismólogo Giuseppe Mercalli en 1902, la cual fue modificada en 1931 ([Moncca, 2010](#)). En la actualidad existen diversas escalas de intensidad usadas alrededor del mundo, siendo la más común en América la escala MM. Ésta escala está dividida en 12 grados de intensidad y son expresadas en números romanos (Cuadro 2.1).

El problema de ésta escala es que se basa en hechos principalmente subjetivos (no depende de mediciones instrumentales), generando que no se pueda lograr una diferenciación adecuada entre sismos ([Zúñiga, 2011](#)). Un claro ejemplo puede ser sobre los daños producidos sobre un lugar, donde sismos pequeños podrían generar daños mayores en lugares cercanos al epicentro que uno grande en lugares alejados.

CUADRO 2.1: Clasificación de los efectos en superficie causado por sismos usando la escala de intensidades de Mercalli Modificada

Escala de intensidades de Mercalli Modificada	
Grado	Efectos en superficie
I	Sismo imperceptible detectado solo por instrumentos
II	Sismo perceptible por algunas personas en reposo en pisos superiores
III	Sismo perceptible por algunas personas en pisos superiores
IV	Sismo perceptible por algunas personas fuera de edificios
V	Sismo sentido por casi todas las personas del lugar
VI	Sismo sentido por todas las personas
VII	Daños moderados en las viviendas
VIII	Daños considerables en estructuras
IX	Daños graves y pánico generañ en las personas
X	Destrucción de edificios bien construidos
XI	Destrucción casi completa. Casi nada queda en pie.
XII	Destrucción completa.

## 2.10. Magnitud

Medida de la cantidad de energía liberada en un sismo en forma de ondas sísmicas, el cual representa solo un pequeño porcentaje de la energía total que existió en el proceso de ruptura (Pelález, 2011).

La magnitud sísmica puede ser medida de diversas maneras usando los sismogramas, diferenciándose en el rango confinado de magnitudes y el tipo de sismógrafo utilizado (Jimenez, 2010). A éste conjunto de métodos se les denomina *Escalas de Magnitud*.

### Escalas de Magnitud

Es posible expresar una formulación matemática general de la Magnitud para todas las escalas de magnitud. Esta ecuación es (Stork et al., 2014):

$$M = \log A/T + f(\Delta, h) + C$$

donde  $A$  es la amplitud máxima de desplazamiento registrada,  $T$  representa el periodo dominante asociado a dicho máximo,  $f$  es un factor de corrección para la variación de amplitud observada en función de la distancia epicentral  $\Delta$  e hipocentral  $h$ , y  $C$  es un factor de escala dependiente de la región de interés.

Siendo más estrictos en el factor de escala  $C$ , este puede ser expresado como ([Lay y Wallace, 1995](#)):

$$C = C_S + C_r$$

donde  $C_S$  y  $C_r$  son factores de corrección que toman en cuenta parámetros característicos de la estación (por ejemplo, tipo de suelo) y la fuente.

### 2.10.1. Magnitud de Richter

Definida por el sismólogo estadounidense Charles F. Richter en 1935 mediante el estudio que realizó sobre los diferentes sismos que ocurrieron en el sur de California. Ésta magnitud es conocida también como *Magnitud Local*  $M_L$  y es expresada como:

$$M_L = \log A(\Delta) - \log A_0(\Delta_0)$$

donde  $A(\Delta)$  es la amplitud máxima registrada (usualmente Ondas Lg) en un sismo y  $A_0(\Delta_0)$  fue definido como la amplitud máxima de desplazamiento registrada por un sismo patrón, ambos dependientes de la distancia epicentral.

Es importante resaltar que las ondas Lg son ondas Love de periodo corto (8-12 s) que siguen trayectorias continentales dentro de la corteza superior ([Udías y Bufo, 2018](#)). El sismo patrón mencionado es un sismo de referencia que presenta una distancia epicentral de 100 km y deja una amplitud máxima de desplazamiento de **1 micra** ( $10^{-3}m$ ) en un sismograma de Wood-Anderson, conocido también como sismógrafo patrón ([Zúñiga, 2011](#)). Para ese valor de amplitud, el valor de  $\log(A_0) = -3$  para una distancia epicentral  $\Delta_0 = 100 \text{ km}$ .

Reemplazando esos valores, la ecuación de la magnitud local también puede ser expresada como:

$$M_L = \log A(\Delta) + 3$$

la cual es aplicable solo para distancias epicentrales menores a 600 km y focos no mayores a 20 km de profundidad.

Es posible reformular  $M_L$  para sismos locales el cual puede ser calculado por cualquier tipo de sismógrafo (no necesariamente Wood-Anderson) que tengan un periodo cercano a 1 s. Esta reformulación es ([Udías y Bufo, 2018](#)):

$$M_L = \log A + 2,56 \log \Delta - 1,67$$

donde  $A$  es la amplitud máxima registrada después de ser corregida para la amplificación instrumental (usualmente Lg) expresado en micrometros y  $\Delta < 600 \text{ km}$ .

Richter basó su escala de magnitud usando registros de desplazamiento en el sismógrafo de torsión Wood-Anderson, el cual presenta un periodo de 0.85 s y una amplificación de 2800 (Udías y Bufo, 2018). Otra importante limitación es el rango de frecuencias que detecta el sismógrafo Wood-Anderson (Ordoñez, 2005), el cual causa problemas de saturación para valores mayores a 7 (Jimenez, 2010). Si no se usaran sismógrafos de torsión Wood-Anderson, el problema radicaría en la característica local de ésta magnitud, el cual solo es aplicable para  $\Delta < 600$  km y focos superficiales.

### 2.10.2. Magnitud de Ondas de Cuerpo

#### Magnitud $m_B$

Desarrollado por Gutenberg en 1945 y Richter-Gutenberg en 1956 para superar las limitaciones de  $M_L$ . Su valor es encontrado mediante el uso de instrumentos con periodo largo y es definido matemáticamente como:

$$m_B = \log(A/T) + Q(h, \Delta) \quad 20^\circ < \Delta < 100^\circ$$

donde  $Q(h, \Delta)$  es una función de atenuación dependiente de la distancia epicentral e hipocentral,  $A(\mu m)$  es la amplitud máxima medida en un canal de banda ancha vertical en el tren de ondas P antes de la fase PP y T es el periodo que debería estar entre 0.2 - 30 s según recomendación de IASPEI.

El problema de esta escala es su saturación, el cual se da para valores de  $m_B > 8$  (Havskov y Ottemoller, 2010).

#### Magnitud $m_b$

Es una magnitud derivada de  $m_B$  y es útil para calcular la magnitud de un sismo a distancias epicentrales lejanas mediante el uso del tren de ondas P antes de la fase PP, según recomendación de IASPEI. El cálculo se hace mediante el uso de la amplitud máxima del tren de ondas P registrada en un sismograma de componente vertical en instrumentos de periodo corto [ $T \approx 1s$ ] (Udías y Bufo, 2018).

Es representada mediante la simbología  $m_b$  y es definido matemáticamente como:

$$m_b = \log(A/T) + Q(h, \Delta) \quad 20^\circ < \Delta < 100^\circ$$

donde A es la amplitud máxima registrada la cual puede encontrarse en nm o  $\mu m$  (dependiendo de la función Q utilizada), T el periodo en segundos (normalmente 1 s) y  $Q(h, \Delta)$  es la función de atenuación definida anteriormente.

La función  $Q$  de atenuación es determinado empíricamente. IASPEI recomienda usar la función de atenuación desarrollada por Gutenberg y Richter en 1956, visualizada gráficamente en la Fig. 2.17.

El problema que presenta la magnitud  $m_b$  es la saturación, el cuál comienza a saturarse para  $m_b = 5.5$ , saturándose completamente a  $m_b = 6$  (Lay y Wallace, 1995). Ésto es producto de la frecuencia usada para la medición de amplitud, la cual es cercana a 1 Hz (Havskov y Ottemoller, 2010).

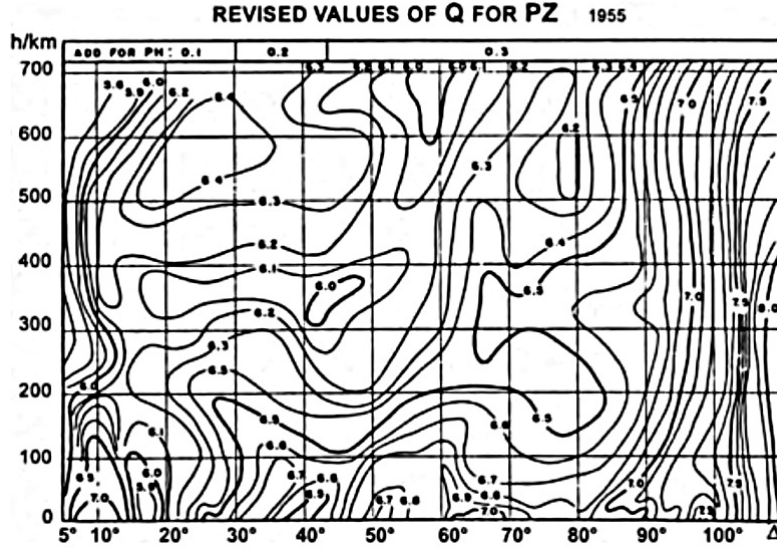


FIGURA 2.17: Gráfica de  $Q$  en función de  $\Delta$  y  $h$ . Recuperado de Gutenberg y Richter (1956)

### 2.10.3. Magnitud de ondas Superficiales

La magnitud  $M_S$  fue desarrollada por Gutenberg en 1945, siendo actualmente conocido como una escala aplicable para terremotos superficiales generados a distancias epicentrales lejanas. Esta magnitud es importante pues los sismos superficiales lejanos generan ciertos sismogramas (registros de largo periodo y banda ancha) que presentan una fase dominante de ondas superficiales (Fig. 2.18). La formula que presenta esta magnitud es:

$$M_S = \log(A/T) + \alpha \log(\Delta) + \beta$$

donde  $A$  es la amplitud máxima en  $\mu m$  registrada basada en las ondas superficiales,  $T$  es el periodo de ese máximo,  $\Delta$  es la distancia epicentral en grados y  $(\alpha, \beta)$  son constantes de calibración.

Gutenberg propuso en 1945 un valor de  $\alpha = 1,656$  y  $\beta = 1,818$  para las constantes de calibración. Desde 1964, IASPEI adoptó los valores propuestos por Vanek et al. (1962) [ $\alpha = 1,66$  y  $\beta = 3,3$ ]. Basándonos en los periodos de las ondas Rayleigh, las cuales mayormente



son las que presentan mayor amplitud, se puede definir un periodo aproximado de  $T \approx 20s$ . Así, puede encontrarse de dos maneras para la definición de  $M_S$ :

$$\begin{aligned} M_S &= \log(A/T) + 1,66 \log(\Delta) + 3,3 & \text{Caso general} \\ M_S &= \log(A_{20}) + 1,66 \log(\Delta) + 2,0 & \text{Caso Rayleigh} \end{aligned}$$

La escala de la magnitud  $M_S$  sólo es aplicable para distancias epicentrales  $\Delta$  comprendidas entre  $20^\circ$ -  $160^\circ$  y focos epicentrales con una propundidad  $h$  menor a 60 km ([Havskov y Ottemoller, 2010](#)). Según IASPEI, es recomendable que las amplitudes máximas se midan sobre la componente vertical del sismógrafo para periodos  $T$  entre 18 y 22 s (Ondas de superficie en general).





donde  $E_S$  es la energía liberada en forma de ondas sísmicas y  $E_R$  representa la energía disipada en forma de fenómenos inelásticos y calor. En otras palabras  $E_S = \eta E$ , donde  $\eta$  es un coeficiente de eficiencia sísmica.

Para expresar la ecuación 2.1 en función de otros parámetros como caída de esfuerzo o módulo de cizalla, debemos entender el proceso de liberación de energía en función de estos parámetros. Consideremos un estado inicial antes de la fractura en donde existe un esfuerzo de cizalla inicial  $\sigma_0$  entre dos bloques. Después de la fractura, habrá un esfuerzo de cizalla final  $\sigma_f$  y una dislocación o desplazamiento  $\Delta u$ . Esto puede observarse en la Fig. 2.19.

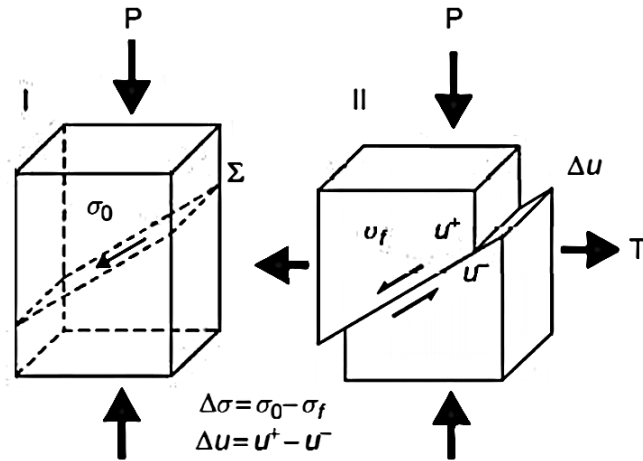


FIGURA 2.19: Esfuerzo entre los bloques (I) antes de la fractura (II) después de la fractura con un deslizamiento  $\Delta u$  y caída de esfuerzo  $\Delta \sigma$ . Recuperado de Udías y Bufoin (2018)

A partir de los esfuerzos inicial y final se pueden definir la energía total liberada en un sismo. Éste valor es expresado matemáticamente como:

$$E = \bar{\sigma} \Delta u S \quad (2.2)$$

donde  $\bar{\sigma}$  es el esfuerzo promedio,  $\Delta u$  es el desplazamiento promedio en el plano de falla y  $S$  es el área del plano de falla.

En 1966, Aki definió un parámetro  $M_0$  conocido como momento sísmico el cual consideró un parametro muy importante para la caracterización de un sismo.

La ecuación que la define es:

$$M_0 = \mu S \Delta u \quad (2.3)$$

donde  $\mu$  es el módulo de rigidez del medio,  $S$  el área del plano de falla y  $\Delta u$  la medida de dislocación media del plano de falla.

Mediante la ecuación 2.3, la ecuación 2.2 quedaría:

$$E = \frac{\bar{\sigma}}{\mu} M_0 \quad (2.4)$$

Para un caso de **caída de esfuerzo total** ( $\sigma_f = 0$ ) y considerando  $\bar{\sigma} = \Delta\sigma/2$ , la ecuación 2.4 se transforma en:

$$E = \frac{\Delta\sigma}{2\mu} M_0 \quad (2.5)$$

El término  $\Delta\sigma$  es la caída de esfuerzo debido al proceso de fractura, el cual se puede definir como la diferencia en la cantidad de esfuerzo que existía entre los bloques en un punto antes y después de la fractura (Lay y Wallace, 1995).

Reemplazando la ecuación 2.5 en 2.1 (con  $E_S = \eta E(\mathbf{R})$ ), para una determinada eficiencia sísmica, la ecuación de la magnitud de energía en función de la caída de esfuerzo, módulo de rigidez del medio y el momento sísmico quedaría:

$$M_e = \frac{2}{3}(\log M_0 + \log \frac{\Delta\sigma}{2\mu}) - 3,2 \quad (2.6)$$

La importancia de esta magnitud es que no sufre saturación, el cual posibilita su uso en el cálculo de las magnitudes sísmicas de sismos que tuvieron magnitudes mayores a 3.5 (Jimenez, 2010).

#### 2.10.5. Magnitud de momento sísmico

La magnitud de Momento sísmico fue propuesto por Hanks y Kanamori en 1979, definido como:

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 6,07 \quad (2.7)$$

donde  $M_0$  está en N.m.

Esta ecuación pudo obtenerse reemplazando las aproximaciones propuestas por Kanamori en 1977, las cuales eran  $\Delta\sigma \approx 20 - 60$  bars y  $\mu = 3-6$  N/m<sup>2</sup>, en la ecuación 2.6. Una característica importante de esta escala es la de no presentar saturación, debido a que  $M_0$  no presenta saturación en ningún caso (Jimenez, 2010).

Esta ecuación propuesta por Hanks y Kanamori en 1979 es de vital importancia ya que resalta la fuerte relación que existe entre  $M_0$  y  $M_w$ . Segun Stork et al. (2014), la ecuación 2.7 es útil pues nos permite aproximar la energía liberada en el sismo y encontrar las dimensiones geométricas de las fracturas geológicas producidas.

Una desventaja importante está relacionado a no poder reflejar con exactitud la energía liberada en un sismo, ya que su definición está basada en una cantidad determinada de caída de esfuerzo (Havskov y Ottemoller, 2010).

En el cuadro 2.2 se resume algunas características esenciales de las escalas de magnitud explicadas.

CUADRO 2.2: Escalas de Magnitud

Escala de Magnitud	Saturación	Limitaciones geográficas
Magnitud Local o de Richter ( $M_L$ )	$M_L > 7$	$\Delta < 600$ km, $h < 20$ km
Magnitud de ondas de volumen ( $M_B$ )	$M_B > 8$	$20^\circ < \Delta < 100^\circ$
Magnitud de ondas de volumen ( $m_b$ )	$m_b > 6$	$20^\circ < \Delta < 100^\circ$
Magnitud de ondas superficiales ( $M_S$ )	$M_S > 8$	$20^\circ < \Delta < 160^\circ$ , $h < 60$ km
Magnitud de Energía( $M_e$ ) y momento ( $M_w$ )	No presenta	Independiente de $\Delta$

### 2.11. Tensor de Momento sísmico

Es un tensor de 9 componentes (de orden 2), donde cada componente representa un determinado par de fuerzas que podría asociarse a una fuente sísmica simple (Fig. 2.20). El tensor de momento sísmico es útil para representar fuentes sísmicas más complicadas formadas por diversos pares de fuerzas.

Cada componente del tensor momento sísmico representa un par de fuerzas que apuntan en sentidos opuestos en la dirección  $m$ , separadas en la dirección  $n$ . La magnitud de cada par de fuerzas es el producto  $fd$  [N.m], donde  $f$  es la magnitud de cada fuerza y  $d$  la separación entre ellas.

Su representación tensorial es:

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix}_{3 \times 3} \quad \text{dónde} \quad M = [M_{m,n}], \quad \forall m, n = \overline{1,3}$$

Para el caso de un movimiento horizontal (desplazamiento) en el plano XY, el tensor de momento sísmico en el sistema de coordenadas observado en la Fig. 2.20 tiene la forma:

$$M = M_0 \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$

Esta ecuación matricial es un caso especial en donde la dirección de desplazamiento y el plano de falla están orientados en direcciones coincidentes con los ejes del sistema coordenado observado en la Fig 2.20.

Para el mismo caso de movimiento horizontal orientado en un sistema de coordenadas arbitrario, el tensor de momento sísmico toma la forma:

$$M = M_0 \begin{bmatrix} 2n_x d_x & n_x d_y + n_y n_x & n_x d_z + n_z d_x \\ n_y d_x + n_x d_y & 2n_y d_y & n_y d_z + n_z d_y \\ n_z d_x + n_x d_z & n_z d_y + n_y d_z & 2n_z d_z \end{bmatrix} \quad (2.8)$$

donde en notación matemática es:  $M_{ij} = M_0(n_i d_j + n_j d_i)$ .

Puede observarse que las componentes del tensor de momento sísmico se expresan en función de  $M_0$  (momento sísmico escalar), las componentes de  $\hat{n}$  (vector normal al plano de falla) y  $\hat{d}$  (vector de desplazamiento unitario).

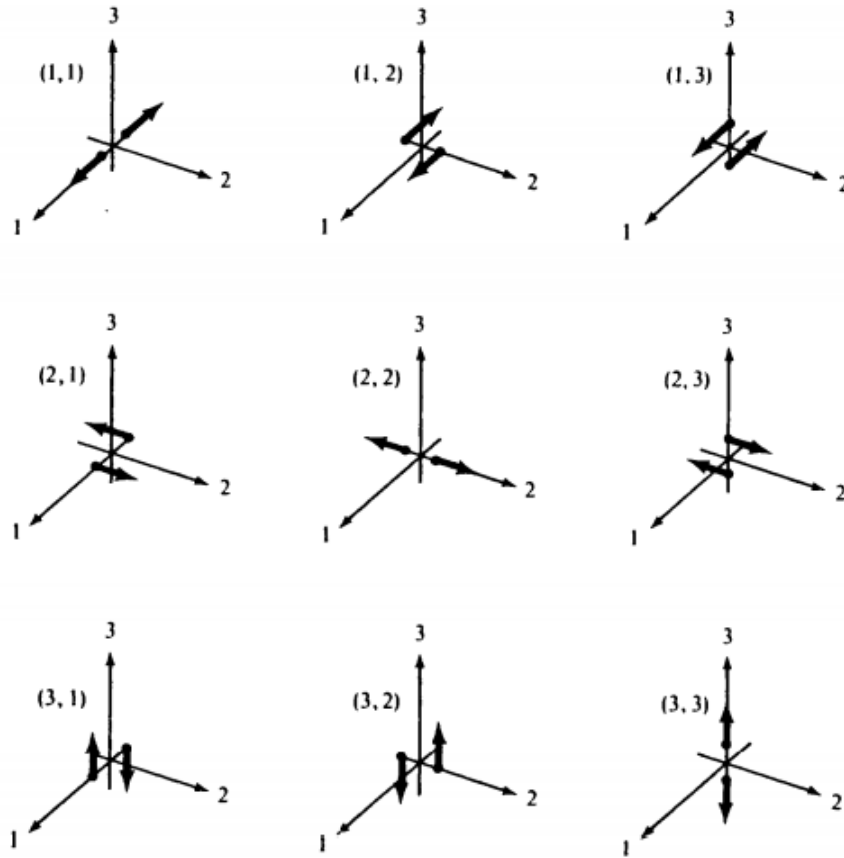


FIGURA 2.20: Conjunto de pares de fuerza que componen el tensor momento sísmico.  
Recuperado de [Aki y Richards \(1980\)](#)

En la notación matricial  $\mathbf{K}^{3 \times 3}$  de la ecuación 2.8 podemos notar dos aspectos importantes respecto al tensor de momento sísmico:

1. La intercambialidad entre los vectores unitarios  $\hat{d}$  y  $\hat{n}$  le da una propiedad simétrica al tensor de momento sísmico, generando que el tensor tenga únicamente seis componentes diferentes.
2. La traza del tensor momento sísmico es 0. Esto es debido a que  $\text{tr}(\mathbf{M}) = M_{11} + M_{22} + M_{33} = 2M_0\hat{n} \cdot \hat{d} = 0$

Si se conocieran los ángulos azimut ( $\phi$ ), de buzamiento ( $\delta$ ) y desplazamiento ( $\lambda$ ), los vectores unitarios  $\hat{u}$  y  $\hat{d}$  serían ([Aki y Richards, 1980](#)):

$$\begin{aligned}\hat{d} &= \bar{u}(\cos \lambda \cos \phi + \cos \delta \sin \lambda \sin \phi) \hat{e}_x + \bar{u}(\cos \lambda \sin \phi - \cos \delta \sin \lambda \cos \phi) \hat{e}_y - \bar{u} \sin \delta \sin \lambda \hat{e}_z \\ \hat{u} &= -\sin \delta \sin \phi \hat{e}_x + \sin \delta \cos \phi \hat{e}_y - \cos \delta \hat{e}_z\end{aligned}$$

Para ese caso, se podrían expresar las componentes cartesianas del tensor momento sísmico en función de ellos usando [2.8](#):

$$\begin{aligned}M_{11} &= -M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \phi) \\ M_{22} &= M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \phi) \\ M_{33} &= M_0 \sin 2\delta \sin \lambda \\ M_{12} &= M_0(\sin \delta \cos \lambda \cos 2\phi + 0,5 \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi) \\ M_{13} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \cos \phi + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \phi) \\ M_{23} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \sin \phi - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \phi)\end{aligned}$$

Es importante resaltar que la propiedad  $M_{11} + M_{22} + M_{33} = 0$  sólo es válido para la parte desviatoria del tensor momento sísmico, teniendo en cuenta que el tensor momento sísmico puede descomponerse en una parte desviatoria y otra isotrópica (explosiva).

## 2.12. Función de Green

La función de Green o función elastodinámica se define como la respuesta que tendría un sistema si sobre este actuara un impulso unitario en un instante y punto espacial específico ([Herráiz, 1997](#)). En otras palabras, la función de Green representaría la forma de la señal que llegaría a un sismógrafo si la función fuente temporal fuera un impulso unitario [función delta] ([Stein y Wyssession, 2003](#)).

Matemáticamente se puede representar una fuerza impulsiva unitaria que actúa en un punto  $\vec{\xi}$  del volumen  $V$  y en un tiempo específico  $\tau$  mediante la siguiente ecuación:

$$F_i(x_s, t) = \delta(x_s - \xi_s) \delta(t - \tau) \delta_{in} \quad (2.9)$$

donde  $i$  representa cada componente de los desplazamiento producidos en  $(\vec{x}, t)$  y  $n$  es un índice que ayuda a orientar la dirección de la fuerza impulsiva unitaria que actúa en el punto  $(\vec{\xi}, \tau)$ .

En la ecuación 2.9 podemos observar que la fuerza impulsiva solo existe para el punto  $\vec{\xi}$  en el tiempo  $\tau$ , siendo nula para otras posiciones  $(\vec{x} \neq \vec{\xi})$  y tiempos  $(t \neq \tau)$ . Es importante resaltar que la ecuación 2.9 es una ecuación que encuentra el valor de cada componente de la fuerza impulsiva, usando una notación que abrevia el producto  $\delta(x_1 - \xi_1)\delta(x_2 - \xi_2)\delta(x_3 - \xi_3)$  por  $\delta(x_s - \xi_s)$ .

Esta fuerza impulsiva nos da una respuesta de desplazamientos del sistema denominados funciones de Green, el cual es un tensor con componentes que dependen de las coordenadas y el tiempo de aplicación de la fuerza impulsiva unitaria  $(\xi_s, \tau)$  en el volumen  $V$ , de las coordenadas  $(x_s, t)$  donde se desea analizar los desplazamientos y de la orientación de la fuerza impulsiva:

$$\mu_i = G_{ni}(x_s, \xi_s, t, \tau)$$

Una característica importante respecto a la función de Green es su dependencia con las características del medio tales como sus coeficientes elásticos o su densidad (Udías y Buform, 2018).

La importancia de su cálculo radica en que nos permite construir los desplazamientos que sufriría un sistema a una perturbación más general (Herráiz, 1997). A ese cálculo general se le conoce como Teorema de la Representación.

La forma gráfica de la fuerza impulsiva unitaria actuando sobre un sistema  $V$  y su respuesta (Función de Green) puede observarse en la Fig. 2.21.

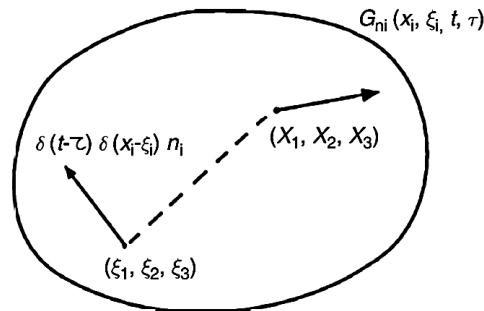


FIGURA 2.21: Desplazamientos  $G_{ni}$  en el punto de coordenadas  $x_i$  producidos por un impulso unitario actuando en el punto de coordenadas  $\xi_i$ . Recuperado de Udías y Buform (2018)

## 2.13. Métodos usados en el cálculo de la magnitud de momento sísmico $M_w$

La relación propuesta por Hanks y Kanamori en 1979 entre el momento sísmico  $M_0$  y la magnitud de momento sísmico  $M_w$  es de vital importancia ya que encontrar el valor de  $M_0$  implicaría encontrar  $M_w$ . El valor de esta magnitud puede ser encontrada ya sea mediante un **método de inversión** del tensor de momento sísmico o mediante un **Análisis espectral**.

En este capítulo se mostrarán las ecuaciones que las definen, así como dar algunas referencias de como afrontar tales metodologías para lograr calcular la magnitud de momento sísmico.

### 2.13.1. Método de inversión del tensor de momento sísmico

Para comprender este método, comenzaremos con el razonamiento a partir de los desplazamientos generados por una **única fuerza** actuando en el punto  $\vec{x}_0$  en el tiempo  $t_0$ , denotada como  $\vec{f}(\vec{x}_0, t_0)$ . Considerando estos desplazamientos medidos en  $\vec{x}$  en el tiempo  $t$  (denotados como  $\vec{u}(\vec{x}, t)$ ), el vector fuerza y los desplazamientos podrían relacionarse mediante el uso de la función de Green de la siguiente manera (Shearer, 2009):

$$u_i(\vec{x}, t) = G_{ij}(\vec{x}, t, \vec{x}_0, t_0) f_j(\vec{x}_0, t_0) \quad (2.10)$$

donde  $u_i$  son las componentes del vector desplazamiento observado,  $G_{ij}$  es la función de Green asociada y  $f_j$  las componentes del vector fuerza que generan tales desplazamientos.

A partir de la ecuación 2.10 podemos expresar el desplazamiento generado por una pareja de fuerzas que actúan en sentidos contrarios restando los desplazamientos producidos por esa pareja de fuerzas:

$$\begin{aligned} u_i(\vec{x}, t) &= G_{ij}(\vec{x}, t, \vec{x}_0, t_0) f_j(\vec{x}_0, t_0) - G_{ij}(\vec{x}, t, \vec{x}_0 - \hat{x}_k d, t_0) f_j(\vec{x}_0, t_0) \\ &= f_j(\vec{x}_0, t_0) d \frac{\partial G_{ij}(\vec{x}, t, \vec{x}_0, t_0)}{\partial (x_0)_k} \\ &= M_{jk}(\vec{x}_0, t) \frac{\partial G_{ij}(\vec{x}, t, \vec{x}_0, t_0)}{\partial (x_0)_k} \end{aligned} \quad (2.11)$$

las cuales están separadas una distancia  $d$  en la dirección  $\hat{x}_k$ .

Teniendo en cuenta que  $M_{jk}$  depende de  $t$ , es posible asumir que todas las componentes del Tensor momento sísmico presentan una misma función temporal de tal manera que  $M_{jk}(\vec{x}_0, t) = M_{jk} \dot{s}(t)$ , donde  $\dot{s}(t)$  representa la tasa de la función fuente temporal.

Considerando lo anterior, la ecuación 2.11 quedaría:

$$u_i(\vec{x}, t) = M_{jk} \left[ \frac{\partial G_{ij}(\vec{x}, t; \vec{x}_0, t_0)}{\partial (x_0)_k} * \dot{s}(t) \right]$$

Esta ecuación es conocida como **Método de Inversión del Tensor momento sísmico**, el cual evidencia una importante relación entre los desplazamientos sísmicos registrados y las componentes del Tensor de momento sísmico. Es importante resaltar que los términos  $u_i$  representan desplazamientos en velocidad (sismogramas)

En un caso más general, la MTI (basándome en la ecuación 2.11, estando en el caso que se tuviera sismogramas de diferentes estaciones y considerando la propiedad simétrica del tensor) puede ser expresada en forma matricial de la siguiente manera (Havskov y Ottemoller, 2010):

$$\begin{bmatrix} u_1(t) \\ u_2(t) \\ u_3(t) \\ u_4(t) \\ \vdots \\ u_n(t) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} G_{11}(t) & G_{12}(t) & G_{13}(t) & G_{14}(t) & G_{15}(t) & G_{16}(t) \\ G_{21}(t) & G_{22}(t) & G_{23}(t) & G_{24}(t) & G_{25}(t) & G_{26}(t) \\ G_{31}(t) & G_{32}(t) & G_{33}(t) & G_{34}(t) & G_{35}(t) & G_{36}(t) \\ G_{41}(t) & G_{42}(t) & G_{43}(t) & G_{44}(t) & G_{45}(t) & G_{46}(t) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ G_{n1}(t) & G_{n2}(t) & G_{n3}(t) & G_{n4}(t) & G_{n5}(t) & G_{n6}(t) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_1(t) \\ m_2(t) \\ m_3(t) \\ m_4(t) \\ m_5(t) \\ m_6(t) \end{bmatrix} \quad (2.12)$$

o

$$\mathbf{u} = \mathbf{Gm} \quad (2.13)$$

donde las componentes  $G_{ij}(t)$  pueden definirse como sismogramas sintéticos relacionados a las componentes del tensor de momento  $m_j$  en la estación  $i$ , mientras que los  $u_i(t)$  representarían los sismogramas observados en forma de una combinación lineal entre las derivadas de las funciones de Green y los elementos no repetidos del tensor de momento sísmico ( $m_1(t) \dots m_6(t)$ ).

La forma matricial 2.12 asocia las contribuciones de todos los pares de fuerza (no repetidos) al desplazamiento observado en el sismograma  $u_i(t)$ , donde su representación compacta es mostrada en la ecuación 2.13.

Al menos seis sismogramas son necesarios para la resolución del sistema 2.12, pero a menudo se cuenta con mayor información y el problema se vuelve sobredeterminado. En otras palabras, el problema de inversión de  $\mathbf{m}$  se convierte en un problema de mínimos cuadrados (por la mayor cantidad de información disponible) y es resuelto mediante el uso de la *inversa generalizada* de  $G$ :

$$\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{u} \quad (2.14)$$

la cual matricialmente es expresada como  $(\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T$ .



En el estudio y modelamiento de la fuente sísmica, se usan como la derivada de la función fuente temporal una función impulsiva, una función triangular, una suma de funciones triangulares, entre otras representaciones ([Moncca, 2010](#)).

El procedimiento de inversión parte de la ecuación matricial [2.12](#). Asumiendo que la función fuente es:

$$\dot{s}(t) = \psi_k(t)$$

la relación  $m_i(\vec{x}_0, t) = m_i \dot{s}(t)$  se cumple y la ecuación matricial [2.12](#) se transforma en:

$$\begin{bmatrix} u_1(t) \\ u_2(t) \\ u_3(t) \\ u_4(t) \\ \vdots \\ u_n(t) \end{bmatrix} = \psi(t) \begin{bmatrix} G_{11}(t) & G_{12}(t) & G_{13}(t) & G_{14}(t) & G_{15}(t) & G_{16}(t) \\ G_{21}(t) & G_{22}(t) & G_{23}(t) & G_{24}(t) & G_{25}(t) & G_{26}(t) \\ G_{31}(t) & G_{32}(t) & G_{33}(t) & G_{34}(t) & G_{35}(t) & G_{36}(t) \\ G_{41}(t) & G_{42}(t) & G_{43}(t) & G_{44}(t) & G_{45}(t) & G_{46}(t) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ G_{n1}(t) & G_{n2}(t) & G_{n3}(t) & G_{n4}(t) & G_{n5}(t) & G_{n6}(t) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ m_3 \\ m_4 \\ m_5 \\ m_6 \end{bmatrix}$$

Se realizó el proceso MTI usando una función fuente triangular y aplicando la ecuación [2.14](#) en [Morales \(2016\)](#).

Para el cálculo de las funciones de Green ( $G_{ij,k} = \frac{\partial G_{ij}}{\partial (x_0)_k}$ ) se pueden usar los códigos de Herrmann, las cuales están basados en el DWN propuestos por Bouchon en 1981 ([Havskov y Ottemoller, 2010](#)).

Según [Havskov y Ottemoller \(2010\)](#), para la realización del método de inversión del Tensor de Momento sísmico es necesario tener la siguiente información:

- Información de sismogramas que incluyen las ondas P, S y ondas de superficie.
- La localización de las estaciones y la respuesta instrumental.
- Localización del sismo
- Un modelo de velocidades adecuado para el modelamiento de los sismogramas a las frecuencias usadas en la inversión.

y realizar los siguientes pasos antes del proceso de inversión matricial de la ecuación [2.12](#):

- Quitar la tendencia lineal, el valor medio y reducir la señal para el filtrado y corrección instrumental posterior.
- Eliminar la respuesta instrumental y calcular las formas de onda de velocidad o desplazamiento en el rango de frecuencia del sensor. Usualmente se usa filtros pasa alto para dar estabilidad a bajas frecuencias.

- Aplicar un filtro de pasa banda adecuado a la magnitud del sismo para limitar el ancho de banda a la señal útil a procesar (generalmente ondas S).
- Reducir el número de datos que se usarán en la inversión.
- Cortar los datos en una ventana de tiempo que contenga la señal de interés
- Rotar los sismogramas horizontales en componentes radiales y transversales.

Es necesario un proceso de filtrado similar en la misma banda de frecuencia para la función de Green (Morales, 2016).

Después de haber realizado los pasos anteriormente descritos para el procesamiento de los datos (sismogramas y la función de Green) y resolver el problema de inversión del tensor momento sísmico mediante la ecuación 2.14, es posible hallar el momento sísmico escalar  $M_0$  aplicando la fórmula propuesta por Silver y Jordan (1982):

$$M_0 = \left( \frac{\sum M_{jk}^2}{2} \right)^{1/2}$$

debido a que ya se conocen los elementos del tensor momento sísmico. Finalmente se calcula  $M_w$  usando la ecuación propuesta por Hanks y Kanamori.

### 2.13.2. Análisis Espectral

Esta técnica es muy utilizada para hallar el valor del momento sísmico escalar  $M_0$  y las dimensiones de la falla generada (Moncca, 2010). Para ese fin se hace uso del nivel de frecuencia más bajo de un espectro de amplitud ( $\Omega_0$ ) de campo lejano de las ondas P o S registrada a una distancia local. Para el caso de las ondas P, la relación usada para el análisis espectral es (Gibowicz y Kijko, 1994):

$$M_0 = \frac{4\pi\rho v^3 R \Omega_0}{F_c R_c S_c} \quad (2.15)$$

donde  $\rho$  es la densidad del material del lugar origen del sismo (foco),  $v$  es la velocidad de la onda P en la región focal,  $R$  representa la distancia entre la fuente (foco) y el receptor (estación),  $R_c$  aporta el efecto de superficie libre,  $F_c$  es el patrón de radiación asociado a las ondas P y  $S_c$  está asociado a la corrección de lugar.

Es posible reemplazar  $R$  por el cociente  $a/g_c(\Delta)$  en la ecuación 2.15, donde  $a$  es el radio de la Tierra y  $g_c(\Delta)$  es la expansión geométrica, para poder también estimar  $M_0$  a partir del espectro de un sismo registrado a una distancia telesísmica (Bowers y Hudson, 1999)

La ecuación quedaría:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho v^3 a \Omega_0}{g_c(\Delta) F_c R_c S_c}$$

El término  $F_c$  está relacionado al movimiento asimétrico del suelo y depende de la orientación del plano de falla y las ubicaciones del foco y la estación.

Según [Aki y Richards \(2002\)](#), el patrón de radiación de las ondas P puede ser calculado mediante la siguiente fórmula:

$$F_c = \cos \lambda \sin \delta \sin^2 i_\xi \sin 2(\phi - \phi_s) - \cos \lambda \cos \delta \sin 2i_\xi \cos(\phi - \phi_s) \\ + \sin \lambda \sin 2\delta (\cos^2 i_\xi - \sin^2 i_\xi \sin^2(\phi - \phi_s)) + \sin \lambda \cos 2\delta \sin 2i_\xi \sin(\phi - \phi_s) \quad (2.16)$$

donde  $\lambda$ ,  $\delta$  y  $\phi_s$  son los ángulos de desplazamiento, de buzamiento y el acimut del plano de falla, y los ángulos  $i_\xi$  y  $\phi$  son el ángulo de despegue del rayo que une el sistema fuente - estación y el acimut formado por las ubicaciones de la fuente y la estación con el Norte geográfico. Gráficamente los ángulos pueden verse en la Fig. 2.22

El término  $R_c$  está asociado al efecto de superficie que sufren las ondas en sus amplitudes registradas al incidir sobre la estación con un determinado ángulo de incidencia. Su formulación matemática es ([Kanamori y Stewart, 1976](#)):

$$R_c = \frac{2 \cos i_0 \cos j_0}{\cos^2 2j_0 + \left(\frac{\beta}{\alpha}\right)^2 \sin 2i_0 \sin 2j_0}$$

donde  $i_0$  es el ángulo de incidencia de la onda P,  $j_0$  es el ángulo de incidencia de la onda S,  $\alpha$  es la velocidad de la onda P y  $\beta$  la velocidad de la onda S.

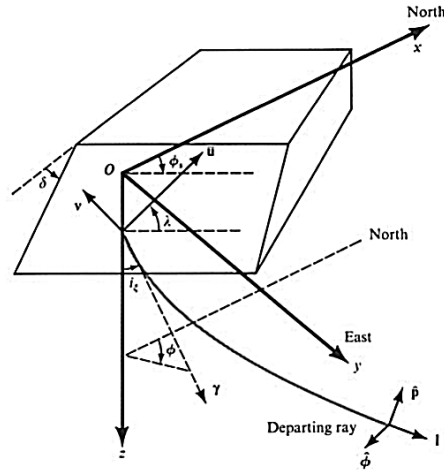


FIGURA 2.22: Representación gráfica de los ángulos de buzamiento  $\delta$ , desplazamiento  $\lambda$  y acimut  $\phi_s$ , así como los ángulos  $\phi$  y  $i_\xi$  relacionados al sistema foco estación.

Recuperado de [Aki y Richards \(2002\)](#)

El término  $g_c(\Delta)$  es un factor que depende de la distancia y el tipo de onda que se intenta describir ([Havskov y Ottemoller, 2010](#)). Explica como la energía por unidad de frente de onda varía a medida que el frente de onda se expande o contrae.

Para las ondas P, la expansión geométrica a distancias locales puede ser formulada como:

$$g_c(\Delta) = \frac{1}{r}$$

donde  $r$  es la distancia a lo largo del rayo desde el foco a la estación.

La formulación anterior asume una expansión geométrica independiente de la distancia hipocentral, existiendo otras formulaciones para otro tipo de ondas generados a diferentes distancias hipocentrales (Havskov y Ottemoller, 2010).

El factor  $S_c$  está asociado a la corrección que se hace al efecto de atenuación que sufre la onda cerca a la superficie (capa de 1 a 3 km), en donde se observa un factor de calidad  $Q$  (relacionado al efecto de atenuación) muy bajo respecto al resto del camino. Este efecto de atenuación es debido a que el medio no es perfectamente elástico, generando de esa manera una atenuación en la energía (y por tanto en las amplitudes registradas) a lo largo del camino de la onda sísmica.

El factor  $\Omega_0$  puede encontrarse identificando el valor relacionado al nivel de frecuencia más bajo observado en un espectro de amplitud. En caso fuera difícil su distinción, puede encontrarse mediante una integración ya que presenta un valor igual al área debajo de un tren de desplazamiento de ondas P. Se puede observar en la Fig. 2.23 ejemplos de un registro de desplazamiento y un espectro de amplitud de las ondas P producidos por dos sismos diferentes ocurridos en Bolivia (Jimenez et al., 2014) y Perú (Moncca, 2010) en 1994 y 2006 respectivamente.

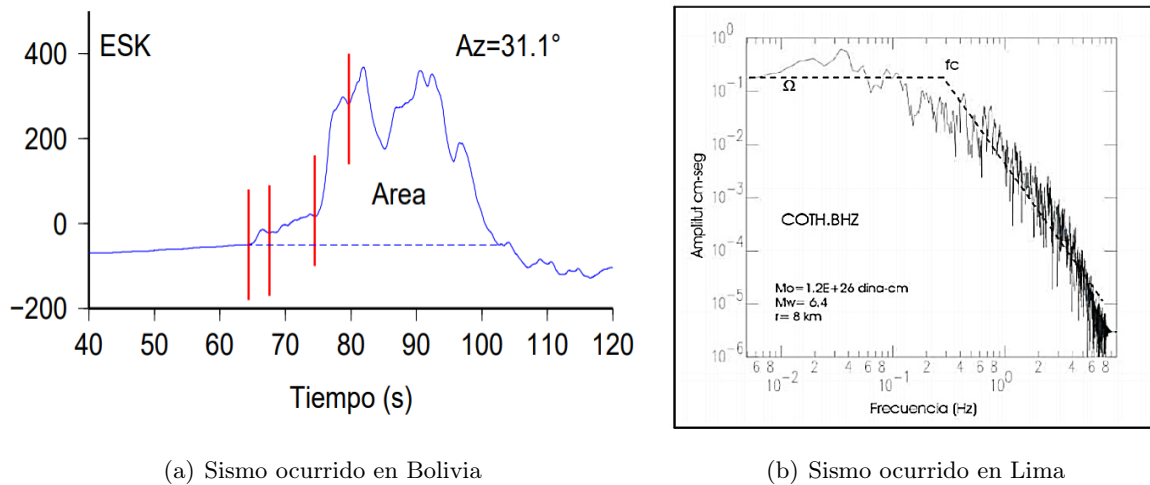


FIGURA 2.23: Registro de (a) desplazamiento (b) espectro de amplitud

Otra manera de calcular su valor es mediante un ajuste del espectro de amplitud con un espectro de modelo de fuente. Algunos de los modelos más aplicados en el análisis espectral son (Stork et al., 2014):

1. Modelo de Brune(1970)

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0 e^{-(\frac{\pi f t}{Q})}}{[1 + (\frac{f}{f_c})^2]}$$

2. Modelo de Boatwright(1980)

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0 e^{-(\frac{\pi f t}{Q})}}{[1 + (\frac{f}{f_c})^4]^{\frac{1}{2}}}$$

donde  $t$  es el tiempo de viaje,  $f$  es la frecuencia y  $f_c$  es la frecuencia de corte.

El término  $e^{-(\frac{\pi f t}{Q})}$  está relacionado al efecto de atenuación que sufren las ondas a lo largo de su trayecto en zonas no cercanas a la superficie.

Es importante resaltar ello pues la expresión general de la atenuación es expresada como:

$$A(f, t) = A_0 e^{-\pi f \kappa} e^{\frac{-\pi f t}{Q(f)}}$$

donde la primera componente exponencial está relacionado al efecto de atenuación que sufre la onda cerca a la superficie (relacionado a  $S_c$ ), mientras que la segunda componente es la atenuación producida en la otra parte del camino.

## Capítulo 3

# Conclusiones

### 3.1. Conclusiones

Conocer el fundamento teórico de los sismos es muy importante para el entendimiento y aplicación de los métodos de cálculo explicados. Los métodos descritos toman en cuenta el comportamiento elástico de la Tierra, el cual permite estudiar el resultado que produciría una perturbación (sismo) en un lugar en particular. El conocimiento conceptual de plano de falla ayuda a entender conceptos importantes como el patrón de radiación, logrando que las ecuaciones que la describen (por ejemplo [2.16](#)) se interpreten de manera eficaz.

El entendimiento de los diferentes tipos de escalas de magnitud sísmica permite reconocer las ventajas y desventajas de cada uno, ayudando en su correcta aplicación cuando se presenten condiciones adecuadas de saturación y localidad.

Las ecuaciones presentadas en los métodos Análisis espectral y MTI están basadas en el uso de registros sísmicos, resaltando el papel importante de la tecnología para su aplicación.

La magnitud sísmica tiene un papel relevante en la caracterización de un sismo, permitiendo definir conceptos importantes como peligro sísmico para incentivar a la población a prepararse contra estos eventos y generar una concientización en ellos.

### 3.2. Recomendaciones

En la redacción de los métodos se hizo una descripción general de los pasos que se realizan para calcular la magnitud de momento sísmico. Debido a lo anterior se recomienda revisar mayores detalles sobre cada uno de ellos para un mejor entendimiento. Esto es importante ya que cada método abarca una serie de pasos y modelos que se usan para su realización, los cuales presentan un desarrollo bastante amplio que no se consideró necesario incluir en esta redacción ya que su objetivo es brindar una visión general de ellos.

La elección adecuada de una zona de estudio para la aplicación de estos métodos es vital ya que, al basarse principalmente en el uso de registros sísmicos, es posible que existan regiones donde no haya tal información sísmica por falta de instrumentación, imposibilitando de esa manera su aplicación. Una página web que puede usarse para descargar registros sísmicos de banda ancha pertenece a la red internacional IRIS ([I.R.I.S, 2021](#)) .

### 3.3. Trabajo futuro

Este proyecto de investigación, el cual consistió en una revisión del fundamento teórico de los sismos, los tipos de magnitud sísmica y algunos métodos usados en el cálculo de la Magnitud de momento sísmico  $M_w$ , será útil como fundamento teórico para un posterior trabajo de Licenciatura ya que brinda conocimiento de las características fundamentales de los sismos y del procesamiento que se hace usualmente a los registros sísmicos para el cálculo de la magnitud sísmica.

El trabajo de Licenciatura consistirá en el cálculo de 4 parámetros que caracterizan la magnitud sísmica que puede registrarse en la estación sísmica de Ñaña, considerando que esta magnitud puede ser calculada mediante el contenido energético de registros sísmicos y distancias como la epicentral y profundidad focal de tales sismos respecto a dicha estación. Este estudio pretende validar en mayor medida los estudios realizados por [Jimenez \(2010\)](#) para una mayor cantidad de años, contribuyendo a su investigación mediante la verificación de dicha ecuación y calculando dichos parámetros para que la estación sísmica de Ñaña pueda proporcionar la magnitud sísmica de futuros sismos que se logren registrar.

Para ello se usará un método de regresión lineal múltiple (para el cálculo de dichos parámetros), diversos registros sísmicos registrados por la estación de Ñaña (para el cálculo del contenido energético de la señal) y datos de distancia (epicentral y profundidad focal). También se usarán datos de magnitud sísmica medidos por el NEIC para el periodo 2000-2021.

# Referencias

- Aki, K. y Richards, P. (1980). *Quantitative Seismology: Theory and Methods*. San Francisco: W. H. Freeman and Company.
- Aki, K. y Richards, P. (2002). *Quantitative Seismology (Second Edition)*. California: University Science Books.
- Beck, S. y Nishenko, S. (1990). Variations in the mode of great earthquake rupture along the Central Peru Subduction Zone. *Geophysical Research Letters*, 17(11), 1969–1972.
- Bányai, L. (1992). The role of the elastic rebound theory in design and evaluation of deformation surveys. *Tectonophysics*, 202(2-4), 107–110.
- Boroschek, R., Soto, P., y Leon, R. (2010). *Registros del terremoto del Maule Mw= 8.8 27 de Febrero de 2010. Informe RENADIC*. Universidad de Chile, Recuperado de <http://blog.pucp.edu.pe/blog/wp-content/uploads/sites/109/2010/09/Aceleraciones-Chile-2010.pdf>.
- Bowers, D. y Hudson, J. (1999). Defining the Scalar Moment of a Seismic Source with a General Moment Tensor. *Bull. of the Seismological Society of America*, 89(5), 1390–1394.
- Cancino, C., Farneth, S., Garnier, P., Vargas, J., y Webster, F. (2014). *Estudio de daños a edificaciones históricas de tierra después del terremoto del 15 de agosto del 2007 en Pisco, Perú*. The Getty Conservation Institute, Recuperado de [https://www.getty.edu/conservation/publications\\_resources/pdf\\_publications/pdf/damage\\_assess\\_esp.pdf](https://www.getty.edu/conservation/publications_resources/pdf_publications/pdf/damage_assess_esp.pdf).
- Ccallata, B. (2018). Influencia del sismo (8.2 mw) de Iquique–Chile (01 de abril, 2014) en la actividad eruptiva del volcán Ubinas, período–2014. Tesis de pregrado, Fac. de Geología, Geofísica y Minas de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.
- Comaann, I. (18 de Abril de 2013). Descubriendo la estructura interna de la Tierra . [blog]. <http://estudiandobiologia1234.blogspot.com/p/capas.html>. Accessed: 15 Enero 2021.



- Dewey, J. y Spence, W. (1979). Seismic gaps and source zones of recent large earthquakes in coastal Peru. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 117(6), 1148–1171.
- Duggal, S. (2007). *Earthquake resistant design of structures*. Oxford University Press.
- Frau, C. y Saragoni, R. (2012). Terremotos tipo pulso y efectos de directividad de la ruptura. *Ingeniería de Estructuras*, 17, 1–26.
- García, M. (2009). Cálculo de sismogramas sintéticos mediante el método de número de onda discreto en un medio estratificado. Tesis de pregrado, Fac. de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- GEOLOGIAWEB (s.f.). Fallas geológicas. <https://geologiaweb.com/geologia-general/fallas-geologicas/>. Accessed: 15 Enero 2021.
- Gibowicz, S. y Kijko, A. (1994). *An Introduction to Mining Seismology*. California: Academic Press.
- Giner, J. y Molina, S. (2001). *Sismicidad y riesgo sísmico en la C.A.V.* Alicante: Editorial Club Universitario.
- Guardia, P. (2011). Determinación de la superficie de acoplamiento sísmico interplaca en el borde occidental del Perú. Tesis de pregrado, Fac. de Geología, Geofísica y Minas de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, Arequipa.
- Gutenberg, B. y Richter, C. (1956). Magnitude and energy of earthquakes. *Annali di Geofisica*, 9, 1–15.
- Guzmán, J. (2016). Metodología para la alerta de eventos tsunami génicos locales a partir del análisis frecuencial de señales sísmicas y su aplicación al borde Occidental del Perú. Tesis de pregrado, Fac. de Geología, Geofísica y Minas de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.
- Hallam, J. (1975). Alfred Wegener and the Hypothesis of Continental Drift. *Scientific American*, 232(2), 88–97.
- Havskov, J. y Ottemoller, L. (2010). *Routine Data Processing in Earthquake Seismology With Sample Data, Exercises and Software*. Nueva York: Springer.
- Herráiz, M. (1997). *Conceptos básicos de sismología para ingenieros*. Lima: CISMID.
- Husid, R., Espinosa, A., y De Las Casas, J. (1977). The Lima earthquake of October 3, 1974: damage distribution. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67(5), 1441–1472.
- I.R.I.S (2021). IRIS: Wilber 3: Select Event. [http://ds.iris.edu/wilber3/find\\_event](http://ds.iris.edu/wilber3/find_event). Accessed: 15 Enero 2021.

- Jimenez, C. (2010). Cálculo de la magnitud sísmica para el estado de Ñaña. *Revista de Investigación de Física*, 13(1).
- Jimenez, C. (2015). El maremoto notable de 1746. Tesis de maestría, Fac. de Ciencias Físicas de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.
- Jimenez, C. (2019). *Generación y propagación de maremotos producido por una distribución de fuente sísmica*. Tesis de doctorado, Fac. de Ciencias Físicas de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.
- Jimenez, C., Tavera, H., Saavedra, M., y Calvo, M. (2014). El terremoto de foco profundo de Bolivia 1994 a 8.2 mw. *Revista de Investigación de Física*, 17(2).
- Jiménez, C., Calvo, M., y Tavera, H. (2015). Estudio numérico del sismo lento y maremoto de Chimbote 1996 (7.6 Mw). *Revista de investigación de Física*, 18(1), 1–9.
- Jiménez, C., Moggiano, N., y Saavedra, M. (2013). Fuente sísmica del terremoto de Pisco 2007 a partir de inversión de registros mareográficos. *Revista de investigación de Física*, 15(2), 1–8.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82(20), 2981–2987.
- Kanamori, H. y Stewart, G. (1976). Mode of strain release along the Gibbs fracture zone, Mid-Atlantic ridge. *Phys. Earth Planet. Inter*, 11, 312–332.
- Lay, T. y Wallace, T. (1995). *Modern global seismology*. Elsevier.
- Leon, M. (2015). Simulación numérica del maremoto de Camaná 2001. Tesis de pregrado, Fac. de Ciencias Físicas de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos.
- Luna, N. (2020). Determinación del momento sísmico y dimensiones de la fuente sísmica mediante análisis espectral, aplicado a grandes sismos en el Perú desde 1997-2018. Tesis de pregrado, Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.
- Mantilla, E. (2018). Modelos de deformación cortical durante la fase intersísmica y su comparación con velocidades GPS para la Zona de Subducción del Perú. Tesis de pregrado, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, Arequipa.
- Miller, M. (2014). *Mecanismo Focal*. Recuperado de [https://www.mttmllr.com/sismologia\\_files/513430sae\\_mf.pdf](https://www.mttmllr.com/sismologia_files/513430sae_mf.pdf).
- Méndez, L. y Mercedes, A. (2006). Determinación de los mecanismos focales de los sismos ocurridos entre el volcán San Salvador y la caldera del lago de Ilopango en el periodo de 1994 a Marzo de 2005. Tesis de pregrado, Facultad de Ciencias Naturales y Matemática de la Universidad de El Salvador, San Salvador.

- Moncca, G. (2010). Cálculo del momento sísmico mediante la función temporal de la fuente sísmica y su aplicación a sismos profundos. Tesis de pregrado, Fac. de Geología, Geofísica y Minas de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, Arequipa.
- Morales, C. (2016). Inversión del Tensor de Momento sísmico y función fuente temporal de terremotos utilizando registros de campo cercano. Tesis de maestría, Fac. de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile, Santiago de Chile.
- Nava, A. (2009). *La inquieta superficie terrestre*. México, D.F.: Fondo de Cultura Económica.
- Ordoñez, J. (2005). Cálculo de la energía liberada por sismos a distancias telesísmicas mediante el método de la integral del espectro de potencia de las ondas de volumen. Tesis de pregrado, Universidad Nacional Pedro Ruiz Gallo, Lambayeque.
- Pelayo, M. y Wiens, D. (1982). The November 20, 1960 Peru Tsunami Earthquake: Source mechanism of a slow event. *Geophysical Research Letters*, 17(6), 661–664.
- Peláez, J. (2011). Sobre las escalas de magnitud. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19(3), 267–275.
- Shearer, P. (2009). *Introduction to seismology*. New York: Cambridge University Press.
- Silver, P. y Jordan, T. (1982). Optimal estimation of scalar seismic moment. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 70, 755–787.
- Stauder, W. (1975). Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanism and by seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 80, 1053–1064.
- Stein, S. y Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Malden: Blackwell Publishing.
- Stork, A., Verdon, J., y Kendall, J. (2014). The robustness of seismic moment and magnitudes estimated using spectral analysis. *Geophysical Prospecting*, 62(4), 862–878.
- Tavera, H., Agüero, C., Fernández, E., y Rodríguez, S. (2001). *Catálogo sísmico del Perú 1471 – 1982*. Instituto Geofísico del Perú, Recuperado de <https://repositorio.igp.gob.pe/handle/20.500.12816/789>.
- Tavera, H., Bernal, I., Condori, C., Ordaz, M., Zeballos, A., y Ishizawa, O. (2014). *Mapa de Peligro Sísmico para el Perú*. Technical report, IGP, Recuperado de [http://sigrid.cenepred.gob.pe/docs/PARA%20PUBLICAR/IGP/Mapa\\_Peligro\\_Sismico\\_Peru\\_2015\\_Version\\_Preliminar.pdf](http://sigrid.cenepred.gob.pe/docs/PARA%20PUBLICAR/IGP/Mapa_Peligro_Sismico_Peru_2015_Version_Preliminar.pdf).
- Tavera, H. y Bufo, E. (1998). Sismicidad y sismotectónica de Perú. en A. Udias y E. Bufo (Ed): Sismicidad y sismotectónica de América del Centro y Sur. *Física de la Tierra*, 10, 187–219.

- Turcotte, D. y Oxburgh, E. (1972). Mantle convection and the new global tectonics. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 4(1), 33–66.
- Udías, A. y Bufo, E. (2018). *Principles of Seismology*. Reino Unido: Cambridge University Press.
- Udías, A. y Mezcua, J. (1986). *Fundamentos de Geofísica, primera edición*. Madrid: Editorial Alhambra.
- Valenzuela, J. (2007). *La fuente sísmica*. Technical report, Universidad Nacional Hermilio Valdizán. Huánuco, Perú, Recuperado de [https://www.u-cursos.cl/ingenieria/2007/2/CI52S/1/material\\_docente/bajar?id\\_material=143497](https://www.u-cursos.cl/ingenieria/2007/2/CI52S/1/material_docente/bajar?id_material=143497).
- Vanek, J., Zapotek, A., Karnik, V., Kondorskaya, N., Riznichenko, Y., Savarensky, E., Solov'yov, S., y Shevalin, N. (1962). Standardization of magnitude scales. *Izv. Akad. Nauka SSSR, Geofiz*, 2, 153–158.
- Zúñiga, R. (2011). *Notas Introductorias Sismología. Posgrado en ciencias de la Tierra*. Centro de Geociencias, UNAM, Recuperado de <http://www.colegionicolasesguerra.edu.co/images/documentos/leccien201777.pdf>.